


UNIVERSITY OF CALIFORNIA, SAN DIEGO
3 1822 00873 0939

Einleitung in die Geologie
als historische Wissenschaft.

Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse.

Von

Johannes Walther,

Inhaber der Haeckel-Professur für Geologie und Palaeontologie
an der Universität Jena.

I. Theil: **Bionomie des Meeres.** Beobachtungen über die marinen Lebensbezirke und Existenzbedingungen.

II. Theil: **Die Lebensweise der Meeresthiere.** Beobachtungen über das Leben der geologisch wichtigen Thiere.

III. Theil: **Lithogenesis der Gegenwart.** Beobachtungen über die Bildnng der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche.



Jena

Verlag von Gustav Fischer.

1893/1894.

Lithogenesis der Gegenwart.

Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche.

Von

Johannes Walther,
Inhaber der Haeckel-Professur für Geologie und Palaeontologie an der Universität Jena.

Dritter Theil einer

Einleitung in die Geologie

als historische Wissenschaft.

Jena,
Verlag von Gustav Fischer.
1894.



Inhalt der Abschnitte.

III. Theil: Lithogenesis der Gegenwart.



III. THEIL:

Lithogenesis der Gegenwart.

Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche.

Einleitung.

Wohin wir unseren Blick wenden, überall sehen wir langsame oder raschere Veränderungen der Erdoberfläche. Beständig wandern anorganische und organische Stoffe von einem Ort zum andern; nirgends ist Ruhe, nirgends ewige Dauer.

Bei diesen unaufhörlichen Wanderungen der Materie bilden sich kleinere oder grössere Anhäufungen einfacher oder gemengter Mineralmassen, welche in vielen Fällen, wie der winterliche Schnee in unseren Breiten, bald wieder zerstört, und in den Kreislauf der Stoffe aufgenommen werden. Unter günstigen Umständen aber bleiben diese Anhäufungen erhalten, und betheiligen sich eine Zeit lang am Aufbau der Erdrinde.

Alle diejenigen einfachen oder gemengten Mineralmassen, welche grössere Zeiträume hindurch Antheil nehmen an dem Gefüge der Erdrinde, nennen wir Gesteine.

Es ist die Aufgabe der Petrographie, das Material, die Struktur, die Lagerung und den geologischen Verband dieser Gesteine zu untersuchen und zu beschreiben, das einzelne Gestein in das petrographische System einzuordnen, seine Stelle in dem stratigraphischen Profil der Erdrinde festzulegen, und die Bedingungen zu erforschen, unter denen es gebildet worden ist. Das zuletzt genannte Problem der Petrographie deckt sich mit einem gleichsinnigen Problem der Erdgeschichte, und von diesem Gesichtspunkt aus gehört die Lehre von der Bildung der Gesteine in den speciellen Kreis unserer Betrachtungen.

Auf drei verschiedenen Wegen können wir uns ein Urtheil bilden, über die Entstehung eines Gesteines vergangener Zeiten. Wir können erstens durch spekulatives Denken nach physikalischen und chemischen Grundsätzen, eine Theorie der Gesteinsbildung aufstellen. Und die ersten Zeiten der Geschichte der Geologie haben zu manchen derartigen Spekulationen Anlass gegeben. Ja bis in die neueste Zeit begegnen wir in der geologischen Literatur solchen Versuchen. Es lässt sich leicht zeigen, dass diese Spekulationen, selbst unter gründlichster Be-

herrsehung von Physik und Chemie, keine Gewähr bieten für die Richtigkeit der dabei gewonnenen Anschauungen.

Dieser Unsicherheit zu entgehen, hat man auf dem Weg des Experimentes die Bildung der Gesteine zu enträthseln versucht. Und da bei physikalischen oder chemischen Studien das Experiment eine endgiltige Beweiskraft besitzt, so kann man verstehen, dass viele Geologen geglaubt haben, durch experimentelle Untersuchung auch historische Probleme der Erdgeschichte mit der gleichen Sicherheit lösen zu können. Vielfach hält man unbedenklich jedes geologische Experiment für „exakt" und beweiskräftig, und fusst in seinen weiteren Schlussfolgerungen auf den durch das Experiment gewonnenen Sätzen. Wir haben schon früher unsere Ansicht dahin ausgesprochen, dass der Ausfall eines Experimentes zwar sichere Beweiskraft besitzt für die speciellen Voraussetzungen und Bedingungen des Versuches; dass man auf Grund eines Experimentes mit vollkommener logischer Sicherheit sagen kann: Die Bedingungen a rufen nothwendig das Resultat b hervor, und ich kann infolgedessen b aus a auch theoretisch ableiten. Aber in der Erdgeschichte kennt man nur das Resultat B, unbekannt ist die Ursache A. Wenn man nachweisen kann, dass b oder B nur auf eine einzige Art, nur durch einen einzigen Vorgang entstehen kann, dann ist die Gleichung $a : b = A : B$ richtig, und das Experiment kann die längst vergangene Ursache einer geologischen Erscheinung enthüllen.

Die einfachste Beobachtung der gegenwärtigen Veränderungen an der Erdoberfläche, ja das physikalische oder chemische Experiment selbst, zeigt uns aber, dass in der Natur dasselbe Resultat durch sehr verschiedene Ursachen bedingt sein kann. Infolgedessen ist aber auch jene Gleichung nicht richtig, und das Experiment kann ebenso wenig wie die theoretische Spekulation als eine immer exakte Methode der Erdgeschichte betrachtet werden.

Unseres Erachtens steht unter den Wegen lithogenetischer Forschung die ontologische Methode an erster Stelle, und das Experiment sollte nur zur Ergänzung und Erweiterung derselben benutzt werden. Freilich ist die ontologische Methode, wie wir in der Einleitung dieses Werkes auseinandergesetzt haben, auch mit Fehlern behaftet, allein sie korrigiren sich leicht durch das nachfolgende Experiment.

Es war ein tiefgreifender Fortschritt, eine gewaltige Veränderung des Inhaltes geologischer Forschung, als Darwin 1859 zeigte, dass die Fossilien nicht das Produkt eines wiederholten Schöpfungsaktes seien, sondern die Reste von Pflanzen und Thieren, welche abstammten von ähnlichen, aber doch verschieden gestalteten Vorfahren. Seit jener Zeit wurde die Phylogenie der Fossilien ein wichtiger Teil der paläontologischen Arbeit. Während so auf dem Gebiet der Paläontologie die genetische Betrachtungsweise massgebend geworden ist, werden die Gesteine, welche jene Fossilien umhüllen, und mit ihnen gleichalterig sind, meist nur beschrieben, verglichen und systematisch benannt, und ihre Bildungsvorgänge werden nur spekulativ oder experimentell untersucht. Das geologische Auftreten, die vergleichende Anatomie eines Gesteins wird mit grosser Sorgfalt festgestellt, aber seine Vorgeschichte, seine Ahnenreihe bleibt in Dunkel gehüllt. Aus dem stets gefälligen Urozean scheiden sich in buntem Wechsel: Schiefer und Kalke, Sandsteine und

Mergel ab; die Sedimente fallen wie Schneeflocken aus heiterem Himmel zum Boden des Meeres hinab; und wenn man die moderne Petrogenie historisch betrachtet, so tritt uns vielfach der Einfluss neptunistischer Anschauungen wie ein veraltetes Erbstück des vorigen Jahrhunderts entgegen.

Unsere modernen Anschauungen über die Bildung der Vulkane und der vulkanischen Gesteine fussen auf Poulett Scrope, der im Jahre 1825 seine Considerations on Volcanos veröffentlichte. Und wenn wir uns fragen, worin liegt denn der Werth und die einflussreiche Bedeutung dieses Werkes, so müssen wir antworten: in der sorgfältigen Beobachtung recenter vulkanischer Erscheinungen, in der korrekten Anwendung der ontologischen Methode. Auch auf anderen Gebieten fehlt es nicht an Versuchen, die recente Bildung von Ablagerungen und Gesteinen nach den Grundsätzen der ontologischen Methode zu studieren. Ein reiches Material ist in der geologischen und noch mehr in der ozeanographischen und geographischen Literatur verstreut. Ueberall begegnet man dem lebhaftesten Interesse für derartige Studien, und so scheint es ein dankbares Unternehmen, diese einzelnen Arbeiten zu einem Gesammtbild zu vereinigen, und an charakteristischen Beispielen das Wesen der Gesteinsbildung auf der gegenwärtigen Erdoberfläche zu behandeln.

Wenn man mit dem Worte Petrogenie die experimentelle Untersuchung der Gesteinsbildung zu bezeichnen pflegt, so wollen wir die ontologische Forschung auf diesem Gebiet Lithogenie oder Lithogenesis nennen[1]), und ihre Aufgabe folgendermassen bestimmen: Die Lithogenie hat die Entstehung der fossilen Gesteine durch Untersuchung der recenten gesteinsbildenden Vorgänge zu erforschen.

Die Methode der ontologischen Forschung ist in der Botanik und der Zoologie die allgemein anerkannte; und die Ontogenie, oder individuelle Entwicklungsgeschichte hat in diesen Wissenschaften eine hohe Ausbildung erreicht. Wir wollen in diesem Buche versuchen, die in jenen Disciplinen geltenden Grundsätze, Betrachtungen und Unterscheidungen auch auf die Gesteinslehre anzuwenden, und damit jene Harmonie in der Stellung der sogenannten drei beschreibenden Naturwissenschaften, welche eine Zeit lang gestört war, wieder herzustellen versuchen. Wir wollen die Gesichtspunkte der Entwicklungstheorie und der Selektionslehre auf ein Gebiet anwenden, das bisher vornehmlich descriptiv behandelt worden ist.

Der Zoologe unterscheidet schon im Ausdruck den Typus des fertigen Thieres von den wechselnden Stadien jugendlicher Entwicklung, indem er die letzteren als Embryonen oder Larven bezeichnet. Die Ontogenie der Thiere beschäftigt sich demgemäss mit der Bildung und Umbildung der thierischen Embryonen.

Auch wir müssen diesen Unterschied zwischen den früheren Entwicklungsstadien und dem späteren fertigen Typus bei unseren litho-

1) Da man oftmals die experimentellen und petrogenetischen Studien über die Entstehung der Urgesteine speciell als „Bildung der Gesteine" bezeichnet, so wähle ich, um in der Richtung meiner Aufgabe nicht missverstanden zu werden, auf den Rath von Prof. P. Groth die Ueberschrift: Lithogenesis.

genetischen Untersuchungen aufrecht erhalten. Und wenn wir die Mineralmassen, welche als vollendetes Gebilde am Aufbau der Erdrinde theilnehmen, Gesteine nennen, so werden wir die sich bildenden Gesteine als Ablagerungen bezeichnen.

Ablagerungen sind die Sedimente, welche vom Dünensand des Litorals bis zu dem Rothen Thon der Tiefsee, den Boden des Ozeans bedecken; Ablagerungen sind die Korallenriffe, welche in mehr oder minder grosser Mächtigkeit als ungeschichtete Kalkmassen submarine Klippen überziehen; Ablagerungen sind die vulkanischen Aschen, welche die Gehänge eruptiver Archipele überkleiden; Ablagerungen sind die kohligen Substanzen, welche in festländischen Sümpfen entstehen; Ablagerungen sind die Salzschichten, welche durch das Verdunsten des Jordanwassers im Todten Meere abgeschieden werden; Ablagerungen sind die Guanomassen, die sich auf regenarmen Inseln bilden; Ablagerungen sind die Lavaströme, ebenso wie die Trümmerhalden der Bergstürze, oder die Travertinkalke der Wasserfälle von Tivoli.

Damit ist auch die Aufgabe dieses Buches folgendermassen bestimmt: Die Lithogenie untersucht und beschreibt die Ablagerungen der Gegenwart, und studirt die Umstände ihrer Bildung.

Jeder Theil der, unserer Beobachtung zugänglichen, Erdrinde hat sich einmal an der einstigen Oberfläche unseres Planeten befunden. Wir müssen einschränkend erwähnen, dass dieser Satz auf die Gangbildungen, auf Ablagerungen in Höhlen, und auf intrusive Lavamassen nicht angewandt werden kann. Aber mögen wir eine Kalkbank, oder eine Lavadecke, eine Sandstein- oder eine Tuffschicht vor uns haben, jede dieser Bildungen befand sich einmal an der Oberfläche der Lithosphäre, sei es am Boden des Luftmeeres, sei es am Grunde des Ozeans.

Daraus folgt, dass wir jeden Abschnitt der Erdgeschichte, jede geologische Formation, nach den Oberflächenerscheinungen der heutigen Erde, als einstige Oberfläche unseres Planeten beurtheilen müssen.

Vor unseren Augen können wir beobachten, dass die grössten kosmischen Erscheinungen, vulkanische Eruptionen, der Orkan, welcher einen Wald vernichtet, ebenso wie der Bergsturz, der in einem abgelegenen Alpenthal einen See aufdämmt, dass dies Alles seine Spur den gleichzeitig gebildeten Ablagerungen aufprägt. Wenn wir verständen, diese Hieroglyphen zu lesen, wenn wir die Zusammenhänge aller aktuellen lithogenetischen Vorgänge durchschauten, wenn wir eine genaue Phänomenologie der Gesteine besässen, so könnten wir selbst ohne Fossilien, aus den Gesteinen der Erdrinde die ganze Erdgeschichte herauslesen. Bisher hat man für erdgeschichtliche Studien fast ausschliesslich die Fossilien benutzt, und denselben einen so hohen diagnostischen Werth beigemessen, dass die Erdgeschichte eigentlich wesentlich eine Geschichte der versteinerungsfähigen Organismen wurde Unsere geologischen Karten stellen thiergeographische Provinzen dar die Grenzen der Festländer erschliessen wir aus dem Mangel fossilhaltiger Gesteine; und die Felsarten, in denen jene Fossilien enthalten sind, haben dabei immer mehr ihren Werth verloren. Es liegt mir ferne, die Bedeutung der Organismenreste für erdgeschichtliche Studien

zu verkleinern, und ich hoffe, dass die Benutzung der beiden ersten Theile dieses Werkes die Beweiskraft der Fossilien nur noch erhöht, und ihre Bedeutung für erdgeschichtliche Studien steigert.

Aber ein reiches, wenig benutztes Thatsachenmaterial für die historische Geologie ist in den Gesteinen uns aufbewahrt. Haben wir bisher, um einen oft gebrauchten Vergleich zu benutzen, nur die Münzen gesammelt, welche wir in alten Scherbenhügeln finden, und nach diesen „Medaillen der Schöpfung“ die Vorgeschichte zu ergründen versucht, so möchte ich in diesem Buche die Fachgenossen anregen, auch den Schutt selbst zu prüfen, aus denen wir die Münzen herauslesen. Wir wollen nicht allein nach den Fundamenten alter Städte suchen und ihren Grundriss aufnehmen, nein wir wollen die Kulturgeschichte längst vergangener Zeiten aus dem Baumaterial der Städte, den Bausteinen, dem Mörtel und den Bauhölzern, die Handelsbeziehungen und Handelswege ihrer Bewohner, ihre Sitten, ihre Kriege und ihren Untergang ergründen. Die Münzen allein können uns nicht das Alles lehren, sie geben uns nur eine unvollkommene Skizze, nicht ein Gemälde der Vorzeit.

Beständig verändert die Erde ihre Stellung im Sonnensystem, beständig verändert sich die Vertheilung der Masse, beständig auch verändern sich die Eigenschaften jedes Theilchens, das sich am Aufbau des Erdballs betheiligt. Die gegenwärtigen Eigenschaften der die Erdrinde zusammensetzenden Gesteine sind also das Resultat physikalischer und chemischer Veränderungen, welche vor langen Zeiträumen begannen, und die heute noch nicht abgeschlossen sind. Da nun jede physikalische oder chemische Veränderung auch die Eigenschaften eines Gesteines jedesmal ändert, so wird im Allgemeinen ein Gestein umso mehr nachträglich erworbene Eigenschaften zeigen, je älter es ist. Indem wir also in der Reihe der aufeinander liegenden geologischen Formationen von den recenten Bildungen der Gegenwart immer tiefer in die Schichten der Erdrinde eindringen, und dabei immer älteren Gesteinen begegnen, werden wir zugleich immer fremdartigere, schwerer erklärbare Eigenschaften an diesen Gesteinen beobachten können.

Die petrogenetische Forschung hat nun vielfach ihre Arbeit mit jenen ältesten Gesteinen, mit dem Grundgebirge begonnen. Man hat die Entstehung der krystallinischen Schiefer zu enträthseln versucht, ohne vorher die Entstehung jüngerer, weniger veränderter Gesteine zu untersuchen. Indem man viel Mühe und viel Arbeit auf das schwierigste Problem der Lithogenie verwandte, ehe man leichtere, einfachere Aufgaben gelöst hatte, musste nothgedrungen die geistvolle Spekulation an Stelle methodischer Beweisführung treten, und ein Theil der Arbeit war vergeblich.

Der Weg der exakten Lithogenie führt vom Bekannten zum weniger Bekannten, von den einfachen Erscheinungen der Gegenwart zu den verwickelten Phänomenen der Vorzeit. Es ist eine Verschwendung von Kraft und Zeit, wenn man die Entstehung des Urgebirges zu erklären sucht, ehe man die Entstehung der jüngeren Gesteine endgiltig enträthselt hat. Ich bin weit davon entfernt zu glauben, dass die bisherigen diesbezüglichen Untersuchungen, dass die in diesem

Buch zusammengestellten Thatsachen genügen, um die Bildung jedes beliebigen fossilen Gesteines zu erklären, allein ebenso fest bin ich davon überzeugt, dass auf dem Gebiet der Lithogenie die ontologische Methode ungeahnte Aufschlüsse bringen wird.

In diesem Buche biete ich den Anfang einer Arbeit, deren Vollendung einer fernen Zukunft überlassen bleiben muss, — die Kraft des Einzelnen ist schwach, nur gemeinsame Arbeit führt zum Ziele.

Wir gliedern unseren Stoff in drei aufeinanderfolgende Theile. Der erste Theil umfasst die Allgemeine Lithogenie. Wir werden darin zu zeigen haben, dass der Process der Gesteinsbildung in sieben aufeinanderfolgende Stadien zerfällt. Dieselben folgen nicht immer alle aufeinander; bald beginnt der lithogenetische Vorgang mit dem ersten, bald mit dem dritten, bald mit dem fünften Stadium, und nur in einer beschränkten Anzahl von Fällen, lassen sich alle sieben nachweisen. Ohne auf die geographische Verbreitung der einzelnen lithogenetischen Vorgänge näher einzugehen, werden wir an einer Anzahl von Beispielen, ihre Umstände und Begleiterscheinungen schildern, und die Principien der Gesteinsbildung erläutern. Wir werden zu zeigen haben, dass durch diese lithogenetischen Vorgänge vier verschiedene Arten von Gesteinen entstehen, die wir in der Gegenwart als:

1) mechanische Ablagerungen,
2) chemische „
3) organische „
4) vulkanische „ unterscheiden werden.

Auf der gegenwärtigen Erdoberfläche beobachten wir nur die Entstehung dieser vier Arten von Ablagerungen. Sei es, dass vulkanisches Material aus einem Vulkanschlot hervordringt; sei es, dass ein Gebirgsbach Schotter oder Sand absetzt; sei es, dass durch wachsende Moose ein Moorlager gebildet wird oder durch das Wachsthum von Korallenthieren Kalklager am Meeresgrunde entstehen — gemeinsam ist allen diesen Vorgängen die Thatsache, dass auf der Erdoberfläche Substanz aufgelagert, und dadurch der Abstand zwischen Erdmittelpunkt und Peripherie verlängert wird. Wir brauchen also das Wort Ablagerung in diesem weitesten Sinne, und suchen zuerst die Herkunft des abzulagernden Materials, dann den Transport desselben und endlich die Auflagerungsweise zu schildern.

Aber zwischen einer frischgebildeten Ablagerung und dem fertigen Gestein, das uns in der Erdrinde begegnet, existiren mancherlei Unterschiede, welche wesentlich darin bestehen, dass die abgelagerte Gesteinsmasse nachträgliche Veränderungen erleidet, und zu ihren ursprünglichen Eigenschaften noch accessorische Charaktere erhält. Es wird daher unsere weitere Aufgabe sein, diese nachträglichen Umwandlungsvorgänge der Ablagerung, die Versteinerung derselben zu verfolgen, und an der Hand aktueller Erscheinungen und experimenteller Untersuchung zu erkennen, welche Eigenschaften eines fertigen Gesteins secundär erworben sein können.

Nachdem wir auf diese Weise in dem ersten Theil die principiellen Typen lithogenetischer Vorgänge und den Verlauf der Gesteinsbildung

von ihren Anfängen bis zu den letzten Metamorphosen besprochen haben, schildern wir in einem zweiten Theil die Faciesbezirke der Gegenwart. In den einleitenden Abschnitten haben wir schon darauf hingewiesen, dass von den Gesteinen die im Laufe der Erdgeschichte gebildet worden sind, ein grosser Theil wieder zerstört worden ist. Diese Lücken der geologischen Urkunde können wir nur dann überwinden, wenn wir wissen, welche Gesteine heutzutage neben- und miteinander gebildet werden. Das Studium der genetisch und geographisch zusammengehörigen Ablagerungen der Gegenwart kann uns allein zeigen, welche Gesteine verschwunden sind? Das räumliche Verhältniss gleichzeitig gebildeter Facies lehrt uns die Faciesbeziehungen fossiler Ablagerungen verstehen, und wird unsere Auffassung der stratigraphischen Verhältnisse beeinflussen. Wir werden also in dem zweiten Theil die verschiedenen Facies der Gegenwart schildern, die Ablagerungen des Festlandes, der Binnenseen, des Meeresbodens beschreiben, und auf ihre genetischen Beziehungen aufmerksam machen. Es wird unser Bestreben sein, hierbei besonders den Einfluss der Organismen auf die Vorgänge der Gesteinsbildung in das rechte Licht zu setzen.

Endlich werden wir in einem dritten Theil die Grundlinien einer vergleichenden Lithologie festzustellen, und an der Hand genetischer Principien einige allgemeine Probleme der Gesteinsbildung zu besprechen haben. Die paläontologische Beschreibung der Versteinerungen hat sich in den letzten Jahrzehnten zu einer Genealogie der ausgestorbenen und lebenden Organismenwelt erweitert. Rasch hat man sich daran gewöhnt, jedes Fossil im Rahmen der Stammesgeschichte zu beurtheilen und die Forschung ist dadurch in neue erfolgreiche Bahnen gelenkt worden. Die königliche Methode der vergleichenden Anatomie hat reiche Früchte getragen, und die Erdgeschichte ist dabei nachhaltig gefördert worden.

Auch die Gesteine können genetisch vergleichend betrachtet werden. Neben der petrographischen Beschreibung des einzelnen Gesteins verdient die lithogenetische Diskussion desselben eine besondere Berücksichtigung. Die Gesteine haben, genau wie die Organismen, eine Geschichte gehabt, und so wie die einzelnen Thiergenossenschaften im Laufe der geologischen Vergangenheit ausgedehnte Migrationen unternommen haben, wie die verschiedenen Lebensbezirke ihren Ort wechselten, so haben auch die Regionen der Gesteinsbildung mannichfaltige Wanderungen ausgeführt, und es ist ein schönes Ziel geologischer Arbeit, diese Wanderungen der Facies durch übereinanderliegende Formationen zu verfolgen.

Die Stammesgeschichte der Thiere wird erforscht auf den verschiedenen Wegen: der Paläontologie, der Embryologie und der Vergleichenden Anatomie. Auch die Stammesgeschichte der Gesteine muss von verschiedenen Gesichtspunkten betrachtet werden. Der paläontologischen Betrachtungsweise dort, entspricht hier die Petrographie und Stratigraphie, der Embryologie entspricht die Entwicklungsgeschichte der Gesteine in der Gegenwart, und die Methoden der Vergleichenden Anatomie lassen sich ebenfalls auf das Gebiet der Gesteinsbildung übertragen. Wir werden zu unterscheiden haben zwischen

homologen Gesteine, die den gleichen Ursprung besitzen, aber oftmals verschiedene Eigenschaften haben, und analogen Gesteinen, deren Entstehung eine grundsätzlich verschiedene ist, obwohl sie in wesentlichen Charakteren übereinstimmen. Wir wollen sodann einige Gesichtspunkte der Descendenz und Selektionslehre auf die Gesteinsbildung anwenden und hoffen, dass der Gedankengang von DARWIN auch in der Lithologie neue Forschungsbahnen eröffnet.

A. Allgemeine Lithogenie.

1. Die Stadien des gesteinsbildenden Vorganges.

Wir haben es als die Aufgabe der Geologie bezeichnet, die Gesteine, welche die Erdrinde aufbauen, nach Zusammensetzung, Lagerung und Fossilgehalt zu beschreiben, die Aufeinanderfolge der Gesteinsschichten und der darin enthaltenen Fossilien zu ordnen, und die gegenwärtige Beschaffenheit der Erdrinde geschichtlich zu erklären.

Nur ein kleiner Theil der Erdrinde ist unserer Beobachtung zugänglich. Das 1748 m tiefe Bohrloch von Schladebach würde auf einem Globus von Manneshöhe $^1/_4$ mm tief sein; alle unsere Anschauungen über die Beschaffenheit des übrigen Erdkörpers beruhen auf mehr oder minder hypothetischen Schlüssen. Weil die durch Beobachtung untersuchte Oberflächenschicht der Erdrinde ausnahmslos aus mehr oder minder festen Gesteinen besteht, bezeichnen wir dieselbe als **Lithosphäre**.

Um diese Kruste fester Gesteine schlingt sich ein dünner, vielfach unterbrochener Wassermantel. $^5/_8$ der Erdoberfläche sind mit Wasser bedeckt, und die mittlere Tiefe dieses Weltmeeres beträgt 3440 m. Auf einem Globus von der Höhe eines erwachsenen Mannes würde also diese **Hydrosphäre** ein $^1/_2$ mm dünnes Häutchen sein.

Ein grosser Teil der Lithosphäre wird aber noch von einer anderen Hülle umgeben, welche sich aus den Kolonien gesellig lebender Pflanzen und Thiere zusammensetzt. Rasendecken und Wälder, Tangwiesen und Korallenriffe, bilden einen lückenvollen Mantel organischen Lebens um die Erde, den wir als **Biosphäre**[1]) bezeichnen. Die Grenzen der Biosphäre fallen nicht zusammen mit denen der Hydrosphäre, denn auf dem Festland sind die Polargebiete und die Wüsten pflanzenlos und thierarm, während andererseits am Meeresgrunde das diaphane Gebiet häufig mit organischem Leben ununterbrochen bedeckt ist.

---

1) Suess, Entstehung der Alpen, S. 159.

Eine dritte Hülle, das Luftmeer oder die Atmosphäre, umgiebt allseitig den Erdball, und übt mit einer Schaar leistungsfähiger Kräfte einen umgestaltenden Einfluss auf die Oberfläche der Lithosphäre aus. Es ist leicht einzusehen, dass die Wirkungsweise und die Intensität der atmosphärischen Faktoren durch die beiden Hüllen, welche sich zwischen Lithosphäre und Atmosphäre einschieben, sehr wesentlich beeinflusst werden. Während in den wasserarmen und vegetationslosen Wüstengebieten die zerstörende Kraft der Atmosphärilien eine überaus starke ist, werden die von dichtem Urwald überzogenen Flächen der Erdrinde, ebenso wie die Tiefengründe des Ozeans durch organische und hydrographische Decken so geschützt, dass die zerstörende und abtragende Thätigkeit von Sonne und Regen, Frost und Wind sehr wesentlich eingeschränkt wird. Und da die Hydrosphäre ebenso wie die Biosphäre geographisch scharf umschriebene Gebiete der Erdrinde bedecken, andere entblösen, so lässt sich auch die Wirkungsweise der Atmosphärilien auf die Lithosphäre in bestimmte Regionen eintheilen, und nach verschiedenen Typen geographisch beschreiben. Es wird dies die Aufgabe der zweiten Abtheilung dieses Buches sein.

Hier wollen wir vorerst noch absehen von den verschiedenartigen, geographisch wechselnden, Verhältnissen der Veränderungen auf der Lithosphäre, wollen vielmehr mit einigen einleitenden Worten auf die allgemeineren Charaktere jener Vorgänge eingehen, und das hervorheben, was allen jenen Processen gemeinsam ist.

Durch die Einwirkung physikalischer, chemischer und organischer Kräfte wandert die Materie beständig an der Erdoberfläche von einem Ort zum anderen. Hier werden Mineralmassen abgetragen, dort werden sie aufgeschüttet, und durch eine Fülle wechselnder Vorgänge wird die Aussenseite der Lithosphäre unaufhörlich verändert.

Pflanzen wachsen und vergehen, Thiere werden geboren und sterben, Gesteine bilden sich und werden wieder zerstört. Und bei diesen beständigen Veränderungen in der Form und dem Charakter der Erdoberfläche ist es doch immer dieselbe Materie, sind es dieselben Atome, welche bald als Lava dem Schoosse der Erde entsteigen, bald im Flusswasser gelöst dahinrauschen, im Meere durch Organismen in den Kreislauf des Lebens einführt und durch den Tod wieder dem anorganischen Reiche zurückgegeben werden. Der Meeresboden mit seinen junggebildeten Ablagerungen wird Festland, Pflanzen siedeln sich darauf an, bringen die mineralischen Bodenbestandtheile wieder in die Reihe organischer Veränderungen, die Pflanzen dienen den Thieren zur Nahrung — und so wandert in ruhelosem Wechsel dasselbe Atom von Ort zu Ort, und seiner Wanderung ist nirgends ein Ziel gesetzt.

Alle diejenigen Mineralmassen, welche bei diesen beständigen Veränderungen an der Erdoberfläche lokal angehäuft werden und eine Zeit lang erhalten bleiben, nennen wir Gesteine. Und so finden wir überall auf der Erdoberfläche gesteinsbildende Vorgänge in Thätigkeit, und können nebeneinander vor unseren Augen die verschiedensten Gesteine entstehen sehen. Es soll die Aufgabe dieses Buches sein, den gegenwärtigen Zustand der Erdoberfläche so zu schildern, als ob plötzlich die weitere Veränderung und Umbildung der entstehenden Gesteine unterbrochen, alle gesteinsbildenden Processe sistirt würden, als

ob momentan die ganze Erdoberfläche versteinern könnte, und einem künftigen Geologen als Untersuchungsobjekt vorgelegt würde.

Manche dieser Veränderungen wirken rasch und augenfällig. Der Bergsturz, der in wenigen Minuten blühende Gefilde mit gewaltigen Steinblöcken bedeckt, die Sturmflut, die am Meeresufer ein Stück des Landes nach dem anderen abreisst, das Erdbeben, das Tausende von Menschen unter den Trümmern ihrer Häuser begräbt, sind natürliche Vorgänge, welche in kurzer Zeit die Zustände der Erdoberfläche so umgestalten, dass auch das ungeübte Auge ihre Wirkung nicht verkennen möchte. Viele natürliche Veränderungen der Erdoberfläche wirken aber in Zeiträumen, welche die Länge eines Menschenlebens bedeutend übersteigen, und hier bedarf es eines geschulten Blickes, um die säkularen Wirkungen schwacher Kräfte deutlich zu sehen. An der gegenwärtigen Erdoberfläche werden wir daher leicht das Nebeneinander geologischer Veränderungen erkennen können, während das Nacheinander dieser selben Vorgänge schwer zu verfolgen ist.

Auch sind viele der Veränderungen, welche wir vor unseren Augen beobachten, so vorübergehend, dass sie keine dauernde Spur an der Oberfläche unseres Planeten hinterlassen. Wenn in unseren Breiten während des Winters auch eine meterhohe Schneedecke den Erdboden verhüllt, so thaut doch die Wärme des Sommers auch den letzten Rest derselben hinweg, und kein Merkmal erinnert uns dann, wie verschieden die betreffende Landschaft im Winter ausgesehen hat. Am Ufer des Roten Meeres dampft die glühende Sonne während der Ebbe gar manchen Tümpel Seewasser ein, und erzeugt eine dünne Salzkruste. Aber mit der wiederkehrenden Fluth werden die Salze wieder aufgelöst, und kein Salzgestein bleibt zurück. Die grossen Büffelheerden, welche die Prärien Nordamerikas belebten, sind im Laufe weniger Jahrzehnte so vollständig verschwunden, dass kaum ein Paar gebleichter Knochen zurückgeblieben sind. Obwohl, Jahr aus Jahr ein, in jedem Herbste eine dicke Laubdecke den Boden unserer Wälder überschüttet, so häuft sich diese Cellulose doch nicht zu Kohlenlagern an, sondern der grösste Teil verwest, und wird als Gas dem Luftmeer wieder zugeführt. Alle diese so augenfälligen Veränderungen der Erdoberfläche hinterlassen also in der Regel keine bleibenden Spuren. Da nun die historische Geologie nur solche Vorgänge der Vergangenheit zu untersuchen vermag, von welchen dauernde Spuren uns in den Erdschichten aufbewahrt blieben, so muss es unsere Aufgabe sein: in dem beständigen Wechsel der Gegenwart besonders diejenigen Vorgänge zu untersuchen, welche in den Schichten der Lithosphäre wiedererkannt werden können.

Und wenn wir es als die Aufgabe der Erdgeschichte bezeichnen dürfen: für jeden bestimmten Abschnitt der Vorzeit die anorganischen und organischen Zustände der Erdoberfläche so zu schildern, wie der Geograph den gegenwärtigen Zustand der Erdoberfläche beschreibt, so müssen wir ergänzend hinzufügen, dass nur diejenigen Veränderungen in den Kreis unserer Betrachtungen gehören, welche dauernde Massenverschiebungen verursachen, und eine nachhaltige Wirkung ausüben. Aus dem Inneren der Erde brechen vulkanische Laven und Aschen hervor, und häufen sich als Vulkankegel um den Eruptivschlund herum auf. Im Hochgebirge und im Polargebiet bleibt der fallende Schnee

liegen und wird zu gewaltigen Eismassen verdichtet, welche langsam herabgleitend ihre Bahn mit Gletscherkritzen bedecken. Fliessendes Wasser schneidet sich tiefe Thalrinnen in den Felsen, und häuft in den Niederungen mächtige Schuttmassen auf. Am Ufer des Meeres weht der Wind kleine Sandkörnchen zur hohen Düne und indem dieselbe landeinwärts wandert, überdeckt sie fruchtbaren Marschboden mit verderblichem Flugsand. Kleine Korallenthiere wachsen am Meeresgrunde zu hohen Kalkfelsen, und reichgegliederten Inselarchipeln heran. Zarte Moose nnd Algen bilden an kalkhaltigen Quellmündungen grosse Lager von Kalksinter, und Muschelbänke werden am Meeresboden in weiter Erstreckung aufgebaut.

Wenn wir alle diese verschiedenartigen Umgestaltungen der Lithosphäre vergleichend betrachten, und die wesentlichen, auf einanderfolgenden Stadien derselben herausheben wollen, so können wir 7 verschiedene Entwicklungsphasen [1] der Gesteinsbildung verzeichnen:

1) Verwitterung
2) Ablation
3) Transport
4) Corrasion
5) Auflagerung
6) Diagenese
7) Metamorphose.

Nicht immer folgen alle diese Phasen aufeinander. Der gesteinsbildende Vorgang kann mit der Verwitterung sein Ende erreichen (cumulative Verwitterung), er kann mit dem Transport beginnen (vulkanische Lava) und mit der Auflagerung enden, oder er kann mit der Auflagerung seinen Anfang nehmen (Korallenkalk) und mit diagenetischen Umwandlungen (in Dolomit) beschlossen werden; aber oftmals können wir alle angeführten Stadien nach einander verfolgen. Wenn wir z. B. die lithogenetischen Vorgänge bei der Bildung eines Dachschiefers verfolgen, so wurde zuerst ein älteres Gestein durch Verwitterung zerstört. Der Verwitterungsschutt wurde transportirt, und wieder abgelagert, die schlammige Masse wurde durch Diagenese verkittet und endlich durch den Gebirgsdruck geschiefert.

Betrachten wir zuerst in kurzen Zügen die einzelnen lithogenetischen Phasen.

Unter Verwitterung verstehen wir diejenige Lockerung und Zerstörung der Erdoberfläche, welche durch die Atmosphäre, die Hydrosphäre, und die Biosphäre hervorgerufen wird. Durch chemische und physikalische Kräfte werden selbst Granitfelsen in sandigen Lehm oder knetbaren Laterit, in groben Grus, oder feinen Wüstensand verwandelt. In Brasilien [2] ist der Gneiss 120 m [3] tief vollkommen zersetzt; an den Abhängen des Himalaja gegen die bengalische Ebene sieht man haushohe Eisenbahndurchschnitte in thonig zersetzten krystallinischen Schiefern. In der Sinaiwüste zerfällt der chemisch kaum

1) Mit Benutzung von GILBERT, Americ. Journal 1876, XII., S. 88 und v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende 1886, II. Abtheilung.

2) ORVILLE A. DERBY, Americ. Journal 1884, S. 138.

3) Bei den folgenden Zahlenangaben werden in runder Summe 1 Zoll = 3 cm, 3 Fuss = 1 m, 1 engl. Meile = 2 km umgerechnet, sofern nicht genauere Zahlenangaben nöthig erschienen.

veränderte Granit zu einem Haufwerk lockeren Gruses, und in unserem Klima ist fast kein Stein wetterbeständig. Der gesteinsbildende Vorgang kann mit der Verwitterung abschliessen; man spricht von cumulativer Verwitterung, wenn das zersetzte Gesteinsmaterial an Ort und Stelle liegen bleibt. An anderen Orten gleitet der Gehängeschutt unter dem Einfluss der Schwerkraft langsam zu Thal. In der Regel aber finden sich besondere Transportkräfte ein, die das verwitterte, leicht bewegliche Material aufheben und davon tragen. Diese abhebende Thätigkeit von Wasser, Wind und Eis bezeichnen wir im Allgemeinen als Ablation.

Die Abräumung des verwitterten und gelockerten Materials ist in ihrer Stärke beeinflusst durch die Masse des vorhandenen Schuttes und die Intensität der denudirenden Kräfte, sie wird modificirt durch die geographische Verbreitung der Hydrosphäre und der Biosphäre.

Untrennbar verknüpft mit der Ablation sehen wir den Transport des Gesteinsmaterials. Durch fliessendes Wasser, durch den Wind, durch Gletschereis und durch die Meereswellen, werden überall gelockerte Massen verfrachtet. Man braucht nur an einem Regentag die braunen schlammigen Fluthen eines Baches zu betrachten, um zu erkennen, welche Masse von Verwitterungsschutt durch fliessendes Regenwasser transportirt wird. Oder man muss nur die Moränenzüge eines alpinen Gletschers sehen, um die wirksame Transportkraft des fliessenden Eises zu verfolgen. Die berüchtigten Staubwinde Indiens und Chinas, die Sandwinde der Sahara, sind nichts anders als die Transportkraft eines regenarmen Klimas; und die zerstörende Thätigkeit der brandenden Meereswelle, die röthlichen Fluthen, welche das Congowasser noch 400 km von seiner Mündung entfernt im offenen Meere erkennen lassen, sind die Symptome der transportirenden Thätigkeit des Ozeans.

Bei der Bildung vulkanischer Gesteine beginnt der lithogenetische Vorgang an der Erdoberfläche mit dem Transport. Aus den Tiefen der Vulkanspalte dringt das Magma empor, und wenn es an die Erdoberfläche und damit in den Kreis unserer Betrachtungen gelangt, so wird es nach den Gesetzen der Schwerkraft transportirt, genau wie eine Lawine, wie ein Bergsturz oder wie der Schlammstrom, der im Jahre 1838 die Gehänge der Dent du Midi verwüstete.

Als eine Begleiterscheinung des Transportes müssen wir die Corrasion bezeichnen. In der Regel dienen die Gesteinsfragmente, welche durch transportirende Kräfte aufgehoben und verfrachtet werden, zu gleicher Zeit dazu, das Bett des dahinrauschenden Flusses, den Untergrund des gleitenden Gletschers, die Steinfläche über welche der Sandwind hinwegschreitet, oder die Küstenfelsen, welche der Brandung zugänglich sind, zu reiben, zu kritzen, zu schleifen und zu schrammen. So unbedeutend an sich der Massenverlust der Lithosphäre durch derartige abwetzende Vorgänge ist, so werthvoll werden die dabei erzeugten Schliffflächen für den Geologen. Denn die Corrasionserscheinungen des Gletschereises lassen sich von denen des Wassers oder des Flugsandes sehr leicht unterscheiden, und geben damit überaus wichtige diagnostische Merkzeichen für die Art der Transportkräfte ab.

Nachdem das Gesteinsmaterial verwitterte, abgehoben und verfrachtet worden ist, wird es an einem dritten Orte wieder abgelagert. Wir bezeichnen diesen Vorgang als Auflagerung. Die Auflagerung

ist verschieden, je nachdem sie am Boden des Meeres, unter einer staubfangenden Rasendecke, oder in den vegetationsfreien Sandwüsten Afrikas erfolgt. Die Auflagerung chemisch abgeschiedener Salze am Grunde des Eltonsees ist eine andere, als die Auflagerung eines Aschenregens am Vesuvabhang, oder die Auflagerung der durch stockbildende Thiere gebildeten Kalke eines Korallenriffes. Jedenfalls wird in allen diesen Fällen nach den Gesetzen der Schwerkraft die Erdoberfläche durch eine aufgelagerte Mineralmasse verdickt. Kein Gebiet der Erde ist frei von frisch aufbereiteten Ablagerungen, und von den Schutthalden im Hochgebirge bis zum Rothen Thon der Tiefsee, von den Sintern des Yellowstone-Parkes bis zu den Mooren der Tundra, von den Lösslagern Chinas bis zu den Lavadecken Islands können wir die Auflagerung frisch gebildeter Gesteine überall auf der Lithosphäre beobachten.

Nachdem eine Ablagerung, geschichtet oder ungeschichtet, in dünnen oder dicken Bänken, aufgelagert worden ist, verändert sie in der Regel ihre Lage nicht mehr. Dagegen vollziehen sich in ihrem Innern physikalische und chemische Veränderungen, die wir, wenn sie nicht durch vulkanische Hitze oder Gebirgsdruck hervorgerufen werden, als Metasomatose oder Diagenese bezeichnen. Man könnte auch das Wort „Versteinen" dafür anwenden, denn während der Diagenese erfolgt die Umwandlung der Ablagerung in ein Gestein. Die diagenetischen Vorgänge sind überaus mannichfaltiger Art. Viele Gesteine unterliegen nicht der Diagenese. Manche fossile Korallenkalke zeigen keinerlei Abweichungen von den entsprechenden Ablagerungen recenter Korallenriffe. Selbst das Salz ist am Rothen Meer häufig noch in ihren Poren vorhanden. Dichte Lava bleibt oft unverändert, so wie sie aus dem Vulkan herausgedrungen ist. In der Mehrzahl der Fälle aber werden die Ablagerungen härter, dichter; Cement lagert sich zwischen den Fragmenten ab, Regenwasser wäscht das Seesalz aus den Poren; es bilden sich Verdichtungen und Concretionen; die Blasenräume eines Lavastromes werden mit Zeolithen ausgefüllt; Korallenkalk wird in Dolomit verwandelt, lockere vulkanische Asche in harten Tuffstein.

Endlich tritt als letzter Vorgang der Gesteinsbildung die Metamorphose auf. Durch die Einwirkung geothermischer oder vulkanischer Hitze, durch heisse Quellen oder Fumarolendämpfe werden die Gesteine in ihrem physikalischen Gefüge und ihrer chemischen Zusammensetzung verändert. Der Gebirgsdruck macht sich geltend, schiefert die Gesteinsmasse, erzeugt Klüfte und Gangspalten, begünstigt die Ausbildnng neuer Mineralien, und verändert das Aussehen des Gesteins so gründlich, dass nur durch lange vergleichende Untersuchung die ursprünglichen Eigenschaften von den nachträglich erworbenen unterschieden werden können.

Wir werden diese einzelnen Phasen gesteinsbildender Vorgänge noch genauer und eingehender zu besprechen haben. Um so nothwendiger erscheint es uns aber, nochmals darauf hinzuweisen, dass nur in gewissen Fällen alle sieben Stadien aufeinander folgen, während in der Regel die Entwicklung eines Gesteins nur einzelne der genannten Stufen durchschreitet, andere auslässt, oder überspringt.

---

2. Denudation und Auflagerung.

Das Material, welches auf der Erdoberfläche zur Ablagerung gelangt, hat eine sehr verschiedenartige Herkunft. Kosmischer Staub und Meteoriten fallen aus dem Weltenraum herab, vulkanische Lava dringt aus den Tiefen der Erde empor, klastische Sedimente entstehen aus der Zerstörung schon vorhandener Felsarten, chemische Niederschläge bilden sich in eindampfenden Becken, und durch Thiere und Pflanzen werden Kiesel, Kalk und Kohle organisch abgeschieden. So verschieden alle diese Vorgänge sind, und so wechselnd die Heimatstätte der dadurch gebildeten Massen ist, alle werden nach denselben Gesetzen der Schwerkraft an der Erdoberfläche abgelagert, alle diese Processe verlängern den Erdradius durch Auflagerung.

Und auf der anderen Seite ist es bald der Frost, welcher Gesteine zertrümmert, bald chemische Verwitterung, die den harten Granit zersetzt; hier trägt fliessendes Wasser den Schlamm des Festlandes zum Meere, dort bewegt das Gletschereis gewaltige Moränenblöcke zu Thal; der gefürchtete Samum trägt Wolken von Staub und Sand über weite Strecken, und Meeresströmungen treiben Baumstämme und Eisberge, Bimsteine und Seetange hinaus in die offene See. Allen diesen zuletzt genannten Vorgängen aber ist gemeinsam, dass sie Theile der Erdoberfläche abtragen und den Erdradius lokal verkürzen.

Schon vor langer Zeit hat man erkannt, dass diese beiden Vorgänge sich antagonistisch gegenüberstehen, dass wesentliche Veränderungen im Antlitz der Erde durch sie hervorgebracht werden. Man hat damals bei der Aufschüttung eines Vulkankegels von „Hebung“ gesprochen, und später für das Verschwinden mariner Sandbänke und ähnlicher Massen das correlative Wort „Senkung“ angewandt. Dadurch wurde „Hebung und Senkung“ ein Schlagwort, das Jahrzehnte lang die geologische Literatur und die geologische Polemik erfüllte. Erst in den letzten Jahren hat man erkannt, dass diese Worte doppelsinnig gebraucht wurden, und dass infolgedessen keine Klarheit in die Diskussion kommen konnte. Wir beschränken heute die Worte Hebung und Senkung auf Dislokationsbewegungen der Erdrinde.

Trotzdem also sowohl bei der Bildung eines Vulkanes wie bei der Entstehung eines Faltengebirges der Abstand zwischen Erdmittelpunkt und Peripherie verlängert wird, so müssen wir doch beide Vorgänge grundsätzlich von einander unterscheiden. Wir können nicht

von vulkanischer Hebung eines Kraters und ebensowenig von der Auflagerung eines Faltengebirges reden; wir dürfen das radiale Einsinken eines Tafellandes nicht Abtragung und die Zerstörung einer Sandbank nicht Senkung nennen.

Bei unseren folgenden Betrachtungen werden wir folgerichtig diese Veränderungen des Erdradius durch Dislokation vollkommen unberücksichtigt lassen, und uns nur mit den Massenbewegungen der Alluvionen im weitesten Sinne beschäftigen.

Wir haben in dem vorigen Abschnitt auseinandergesetzt, dass der gesteinsbildende Vorgang aus 7 hintereinander folgenden Stadien besteht, die selten vollständig durchlaufen werden, meist aber nur in einer lückenvollen Reihe zur Beobachtung kommen. Ein durch vulkanische Hitze gefritteter Sandstein ist ein gutes Beispiel für die lückenlose Reihe, denn zuerst wurde ein Quarzhaltiges Gestein durch Verwitterung zerkleinert, die Quarzkörner wurden aufgehoben und transportirt, dann wurden sie abgelagert, durch schwache Lösungen verkittet, und endlich durch das Eruptivgestein metamorphosirt.

In der Gegenwart können wir nebeneinander alle diese verschiedenen Vorgänge beobachten, und sie scharf von einander trennen; allein wenn es sich um die Beurteilnng früherer Erdepochen handelt, so fallen alle Bewegungsvorgänge ausserhalb des Kreises unserer Betrachtungen. Die erratischen Blöcke der norddeutschen Tiefebene stammen, wie die petrographische Untersuchung mit aller Sicherheit lehrt, aus Skandinavien, aber Verwitterung, Ablation und Transport können wir nicht mehr beobachten, wir sehen nur in Schweden einen Massendefect und in Norddeutschland eine Ablagerung. Alles Uebrige entzieht sich der Beobachtung nnd kann nur theoretisch erschlossen werden. Und wenn die alte Grundmoräne des nordischen Binneneises an irgend einer Stelle von Norddeutschland durch Diagenese und Metamorphose verändert worden wäre, so würden diese Vorgänge zwar auch aus dem petrographischen Zustand des Gesteins mit Sicherheit erschlossen werden können, aber die Dimensionen und die Lagerung der Gesteinsmasse wäre dadurch nicht wesentlich verändert. Wir sehen also leicht ein, dass die 7 Stadien der Gesteinsbildung selbst wenn sie alle 7 auf einander gefolgt wären, doch bei fossilen Ablagerungen nicht im Einzelnen überall erkannt werden können, und dass sie infolge dessen in der Betrachtung eines geologischen Profils nicht leicht zu sehen sind.

Daher müssen wir den gesteinsbildenden Vorgang der Gegenwart nach Principien einteilen, die es gestatten in jedem einzelnen Profil, in jedem natürlichen oder künstlichen Aufschluss den speciellen Charakter lithogenetischer Processe nachzuweisen.

Mit Rücksicht auf die Länge des Erdhalbmessers zerfällt der lithogenetische Vorgang nur in zwei Teile: Denudation und Auflagerung. Durch Verwitterung, Ablation, Transport und Corrasion wird der Erdradius verkürzt und wir bezeichnen diese Vorgänge gemeinsam als Denudation. Durch Ablagerung der transportirten Masse, durch vulkanische Aufschüttung, durch chemische Absätze, durch kosmischen Staub nnd organische Reste wird der Erdradius verlängert, wir nennen diesen Vorgang Auflagerung. Diagenese und Metamorphose können an diesem Resultat nichts Wesentliches mehr verändern.

Denudation und Auflagerung sind nicht nur in der Regel die Endstadien eines einheitlich verlaufenden Vorgangs, sondern sie sind mit Rücksicht auf die Morphologie der Erdoberfläche Gegensätze, und schliessen sich räumlich und zeitlich aus. Wo der eine Vorgang waltet, ist der andere undenkbar; der eine verkürzt den Erdhalbmesser, der andere verlängert denselben. Denudation und Auflagerung sind regionale Vorgänge und es ist möglich für den gegenwärtigen Zustand der Erdrinde die Gebiete der Denudation von denen der Auflagerung kartographisch zu unterscheiden.[1] Eine Karte, welche die Regionen vorwiegender Denudation von den Regionen vorwiegender Auflagerung abgliedert, bringt zugleich den fundamentalen und wichtigsten geologischen Vorgang der Gegenwart zur Darstellung. Und eine Allgemeine Lithogenie hat in erster Linie auf den Gegensatz zwischen Denudation und Auflagerung hinzuweisen. Mannigfaltige Transportwege verbinden das Gebiet der Denudation mit jenen Regionen, in denen das denudirte Material zur Ablagerung gelangt; ihre Spur werden wir an den Marken der Corrasion leicht wieder erkennen können.

Die Masse des gegenwärtig auf der Erdoberfläche aufgelagerten Materials ist grösser als der Betrag des denudirten Gesteins. Denn aufgelagert werden ausser den Denudationsprodukten, auch noch die vulkanischen Laven und Aschen, Meteoriten und kosmischer Staub, und endlich manche chemische und organische Absätze, deren Bestandtheile aus den Salzen des Seewassers und den Gasen der Atmosphäre stammen.

Uebertragen wir die eben gewonnenen Anschauungen auf die Erdgeschichte, und suchen wir nach den Grundsätzen der ontologischen Methode die Vorzeit unseres Planeten zu enträthseln, so tritt zuvörderst die Aufgabe an uns heran: für jeden bestimmten Zeitpunkt der Erdgeschichte jene beiden fundamentalen Gegensätze zu erkennen, und für einen gegebenen geologischen Zeitabschnitt die Regionen der Denudation und diejenigen der Auflagerung aufzusuchen und klarzulegen. Mit dieser Untersuchung hat jede geologisch historische Arbeit zu beginnen. In jedem einzelnen Profil, und für jede Schicht desselben, müssen wir bestimmen können, an welcher Stelle und in welchem Zeitabschnitt denudirt, wo und wann aufgelagert worden ist?

Fast jeder Theil der Lithosphäre ist einmal vorübergehend Erdoberfläche gewesen, jede Kalkbank hat einmal den Meeresboden begrenzt, jedes eingeschaltete Fossil ist bei seiner Bildung in die äusserste Peripherie der damaligen Erdoberfläche eingebettet worden, jede vulkanische Tuffschicht bildete einmal die äussere Begrenzung eines Vulkankegels. In besonders hohem Masse trifft Solches aber für jene Trennungshorizonte zu, die als Schichtenfugen wohl bekannt sind. Wir haben uns später mit dem Problem der Schichtung noch eingehend zu beschäftigen, aber soviel können wir schon hier vorausgreifend feststellen: J e d e S c h i c h t u n g s f l ä c h e w a r e i n m a l d i e O b e r f l ä c h e d e r L i t h o s p h ä r e. Unser Ziel muss es also sein, an jeder beliebigen Schichtungsfläche zu erkennen, ob sie durch Denudation, oder durch Auflagerung entstanden ist.

---

1) Vergl. ROHRBACH BERGHAUS, Physik. Atlas, Geologie Nr. 4.

Die Mächtigkeit und horizontale Ausdehnung der Erdschichten ist grossen Verschiedenheiten unterworfen, allein in der grossen Fülle wechselnder Schichtenverbände und stratigraphischer Ueberlagerung, hat man schon längst zwei grundsätzlich verschiedene Typen der Gesteinsfolge erkannt. Während in dem einen Falle die aufeinanderfolgenden Schichten regelmässig und parallel, wie die Blätter eines Buches: concordant übereinanderliegen, sehen wir an anderen Stellen die späteren Schichtenfugen unter einem bestimmten Winkel ältere Schichten schneiden, und nennen diese übergreifende ungleichförmige Ueberlagerung: discordant. In der stratigraphischen Betrachtungsweise der Formationslehre spielen diese Discordanzen eine sehr wichtige Rolle: als die Hauptgrenzen aufeinanderfolgender Formationen. Mit vollem Recht hat man erkannt, dass kein Leitfossil so scharfe Trennungshorizonte zu ziehen erlaubt, dass keine einzige concordante Schichtenfläche einen ähnlichen gliedernden Werth für weitere Erstreckung besitzt, wie eine Discordanz.

Bei erdgeschichtlichen Studien gewinnt aber der Gegensatz von concordanter und discordanter Ueberlagerung noch eine andere höhere Bedeutung. Concordant verbundene Schichten sind in ruhiger Aufeinanderfolge abgelagert worden; bei discordanter Ueberlagerung aber musste ein Theil vorher gebildeter Gesteine entfernt werden, ehe neue Gesteine darauf zur Ablagerung gelangten. Wenn wir also die Vorgänge, welche während der Entstehung einer Schichtenfuge sich vollzogen haben müssen, einander schematisch gegenüberstellen, so können wir sagen: Jede concordante Schichtenfuge ist eine Auflagerungsfläche, jede discordante Schichtenfuge ist eine Denudationsfläche.

Wir müssen an dieser Stelle einschränkend darauf hinweisen, dass gleichförmige Lagerung auch einer Discordanz entsprechen kann, wenn die älteren Schichten nicht dislocirt wurden, und wenn sie durch die Denudation so gleichmässig abgetragen wurden, dass auf der horizontalen Schichtentafel horizontal die neuen Ablagerungen gebildet werden konnten. So sehen wir in Aegypten auf horizontalem Kohlenkalk horizontal die Kreide liegen, ohne dass zwischen beiden ein discordanter Schichtenverband vorhanden wäre. Aber der sorgfältig arbeitende Geologe wird sich durch eine solche „maskirte Discordanz“ nicht beirren lassen, und dennoch die Kreide als übergreifend erkennen.

Andererseits entsteht bisweilen durch Schollenbewegungen im Innern der Erdrinde, durch Ueberschiebung, ein discordantes Aneinanderstossen zweier Schichtenreihen, das nicht unter die echten (ursprünglichen) Discordanzen gerechnet werden darf. Auch hier kann bei ungenügender Beobachtung eine Discordanz angenommen werden, die sich bei näherem Studium als secundäre „Dislokation“ herausstellt; und auch auf diese Fälle lässt sich unser Satz, dass jede Discordanz eine Denudationsfläche sei, nicht anwenden.

Aber wenn wir uns bei der Prüfung der Thatsachen durch derartige scheinbare Ausnahmen nicht stören lassen, so dürfte der obenaufgestellte Satz zu Recht bestehen.

Es handelt sich ja auch hierbei nicht so sehr um die bei jeder Erscheinung auftretenden scheinbaren Ausnahmen, sondern darum, dass

Discordanz und Concordanz in demselben äquivalenten Gegensatz stehen, wie Denudation und Anflagerung, und dass man somit aus dem blossen stratigraphischen Verband zweier aufeinanderfolgender Schichtentafeln in der Mehrzahl der Fälle mit aller Sicherheit herauslesen kann, ob in dem betreffenden Zeitabschnitt und an der betreffenden Stelle denudirt oder aufgelagert worden ist.

Wir sind damit imstande, für jede Periode der Vorzeit die beiden massgebenden Vorgänge der Denudation und der Auflagerung regional festzulegen.

Mit Unrecht hat man bisher eine Concordanz als Zeichen dafür betrachtet, dass sie unter dem Spiegel der Hydrosphäre entstand. Denn unsere Aufgabe wird es sein, zu zeigen, dass auch auf dem trockenen Land concordant geschichtete Absätze entstehen. Und es wird einer correkteren Auffassung der Erdgeschichte die Wege bahnen, wenn man in der concordanten oder discordanten Schichtenfolge nicht die Gegensätze zwischen Wasser und Festland, und ebensowenig diejenigen einer kürzeren oder längeren zeitlichen Unterbrechung der gesteinsbildenden Vorgänge, sondern in ihnen jenen fundamentalen Gegensatz wiedersieht, den auf der gegenwärtigen Erdoberfläche, Denudation und Auflagerung bilden.

---

3. Die Verwitterung.

Manche Gesteine sind von Natur so weich und locker, dass die transportirenden Kräfte dieselben leicht abheben und verfrachten können. Die frischgefallenen Aschen des Vesuves, die trocken gelegten Sedimente des Niedelta, werden von Wind und Wasser ohne weiteres ablatirt. Dagegen besitzen die meisten Gesteine, die sich am Aufbau der Lithosphäre betheiligen, eine so grosse Härte und Festigkeit, dass sie erst gelockert, aufgeschlossen, zersetzt werden müssen, ehe die Transportkräfte dieselben abheben und weitertragen können. Wir nennen die Vorgänge, durch welche die Oberflächenschichten der Lithosphäre gelockert und dadurch für die Transportkräfte angreifbar gemacht werden: Verwitterung.

Wir unterscheiden physikalische, chemische und organische Verwitterungsvorgänge, welche in der Regel miteinander combinirt auftreten, so dass es, besonders in unserem Klima, schwer ist, die verschiedenen Processe scharf voneinander zu trennen und ihre Wirkungsweise abzuwägen. Leichter ist es, in dem trockenen Wüstenklima das Ueberwiegen physikalischer Verwitterung, oder im Gebiet der Tropenregen die Wirkung chemischer Verwitterung zu beurtheilen.

Die chemische Verwitterung ist an das Vorhandensein atmosphärischer Niederschläge, die organische Verwitterung an die Verbreitung von lebenden Pflanzen und Thieren gebunden. Da es nun selbst in den trockensten Wüsten gelegentlich regnet, da nur wenige Gebiete des Festlandes vollkommen pflanzenlos sind, so kann man nur selten die physikalische Verwitterung ganz isolirt beobachten; und es lässt sich infolge dessen im Allgemeinen der Verwitterungsvorgang auf der ganzen Lithosphäre als ein Zusammenwirken physikalischer, chemischer und organischer Veränderungen bezeichnen. Wenn wir daher im Folgenden einzelne charakteristische Beispiele einseitiger Verwitterung herausgreifen, so geschieht es nur, um den complicirten Vorgang in seine Elemente zu zerlegen.

II. Die physikalische Verwitterung ist eine Folge der Schwankungen der Besonnung unserer Erde. Die Temperatur[1]) der Erdoberfläche würde, wenn sie fern von der Sonne im Weltenraum schwebte,

1) Schmid, Lehrbuch der Meteorologie 1860, S. 97, und Neues Jahrb. für Min. 1831, S. 209.

wahrscheinlich — 142° C. betragen. Alle höheren Temperaturen sind (mit Ausnahme der lokalen Aeusserung vulkanischer Wärme) eine Folge der Sonnenstrahlen. Durch die seit langen Zeiten erfolgte beständige Sonnenbestrahlung ist aber die gesammte Erdrinde von aussen her so erwärmt, dass der Verlust an ausgestrahlter Erdwärme einigermassen ergänzt worden ist, und dass infolgedessen die niedrigsten beobachteten Temperaturen — 60° C. betragen. Wenn wir diese Zahl als die empirische Minimaltemperatur der heutigen Erdrinde betrachten dürfen, so werden durch die Einwirkung der Sonnenstrahlen einzelne Theile der Lithosphäre bis zu + 80° C. erwärmt. Diese Erwärmung ist zeitlich und räumlich verschieden vertheilt, und kann grossen und raschen Schwankungen unterworfen sein.

Die Ausdehnung der Körper ist abhängig von der Temperatur. Durch die periodisch schwankende Erwärmung wird also beständig das Volumen und die Dichte der Gesteine verändert und dadurch ihre Festigkeit vermindert. Je grösser die Schwankung der Erwärmung ist und je rascher diese Schwankungen aufeinanderfolgen, desto stärker ist die physikalische Verwitterung eines gegebenen Gesteins.

Die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins spielt aber ebenfalls eine bedeutungsvolle Rolle.

Unter specifischer Wärme[1]) versteht man jene Wärmemenge, welche ein Körper von der Masse 1 braucht damit seine Temperatur um 1° C. zunimmt. Die specifische Wärme des Wassers ist = 1. v. Liebenberg untersuchte eine Anzahl von Bodenarten daraufhin und fand folgende, verschiedene Werthe:

Bodenart, lufttrocken	Spec. Wärme bezogen auf das Volumen
Grober Tertiärsand	0,464
Feiner Tertiärsand	0,454
Grober Diluvialsand	0,346
Feiner Diluvialsand	0,269
Kalksand	0,222
Diluviallehm	0,322
Diluvialmergel	0,360
Lösslehm	0,343
Lössmergel	0,400
Humoser Lösslehm	0,382
Auelehm	0,412
Porphyrboden	0,304
Granitboden	0,446
Basaltboden	0,380
Muschelkalkboden	0,450
Sandmoorboden	0,313
Haideerde	0,161
Eisenmoorboden	0,146
Tertiärthon	0,261.

Die specifische Wärme der verschiedenen Substanzen veranlasst es also, dass die Ausdehnung der Masse bei Einwirkung derselben

1) A. v. Liebenberg, Untersuchungen über Bodenwärme. Halle 1875, S. 13 und 38.

Wärmemenge eine verschiedene ist, und auch bei der Abkühlung Zeitdauer und Intensität der Zusammenziehung wechselt.

Nächst der specifischen Wärme spielt aber die Färbung eines Gesteines eine bedeutungsvolle Rolle bei der physikalischen Verwitterung; und zwar ist es nicht so sehr die dunklere oder hellere Färbung, als die einheitliche Farbe bezw. die Zusammensetzung aus verschieden gefärbten Gemengtheilen, welche hierbei besondere Berücksichtigung verdient.[1]

Gleichmässig gefärbte, homochrome Gesteine zerspringen in scharfkantige Bruchstücke unter dem Einfluss starker Erwärmung; und zwar bilden sich entweder radiale Sprünge oder peripherische Spalten, welche das Gestein in concentrische Schaalen zerlegen.

Bei polychromen Gesteinen, welche, wie der Granit, aus verschieden gefärbten Mineralkörnern von verschiedener specifischer Wärme bestehen, verläuft der physikalische Verwitterungsvorgang in ganz anderer Weise. Während ein Basaltblock oder ein Kalkfelsen in toto den Wärmeschwankungen unterworfen ist und als Ganzes reagirt, individualisirt sich in polychromen krystallinischkörnigen Gesteinen die Wirkung der Insolation in jedem einzelnen Krystall. Jeder absorbirt am Tage eine andere Wärmemenge und dehnt sich anders aus, als der benachbarte, anders gefärbte Krystall. Das Umgekehrte vollzieht sich bei Nacht durch die Wärmeausstrahlung. Indem beide Vorgänge sich täglich und jahrelang wiederholen wird allmälig der härteste Granit gelockert und zerfällt zu einem groben Sand, in dem man die Feldspäthe, Quarz- und Hornblendekrystalle isolirt neben einander bemerkt.

Die beste Gelegenheit um diese Wirkungen der Insolation zu beobachten bieten die Wüstengebiete, weil in ihnen wegen des geringen Feuchtigkeitsgehaltes der Luft und der Vegetationsarmut die Sonnenstrahlen am intensivsten auf den Felsboden einwirken.

In Südafrika[2]) beobachtet LIVINGSTONE: Am Abend nach einem heissen Tage war es sehr gewöhnlich, Basaltmassen zerspringen und unter einanderfallen zu hören mit dem eigenthümlichen klingenden Ton, der das Volk glauben macht, das Gestein enthalte viel Eisen.

Die Gesteinsmassen der Felsengebirge von Persien[3]) bekommen durch die Insolation Risse, Sprünge und Klüfte, es lösen sich grössere und kleinere Gesteinsbrocken ab, und es bildet sich dadurch Gebirgsschutt. In Brasilien[4]) werden Steine durch die Sonnenhitze zersprengt, und in der Atakama[5]) sind die Steine so scharfkantig, dass die Guanacojäger ihren Hunden Schuhe anziehen, weil sie sich sonst die Füsse wund laufen. HARDING[6]) beobachtete in der Atakama im Winter früh um 7 Uhr — 12° C. und 11 Uhr Vormittags + 37° C., während im Sommer die Temperatur von + 5° C. bis + 55° C. schwankte. Dabei betrug die Bodentemperatur oft 63° C.

1) J. WALTHER, Die Denudation in der Wüste. Leipzig 1890, S. 21 und 147.
2) PETERMANNS Geogr. Mitth. XXII, S. 262.
3) TIETZE, Zeitschr. d. Ver. f. Erdk. Wien 1886, S. 517.
4) Ausland 1867, S. 1221.
5) PHILIPPI, Peterm. Geogr. Mitth. II, S. 63.
6) Journ. Geogr. Soc. 1877, S. 252.

In Chile beobachtete DARWIN [1]) an einem Grünsteingebirge, dass das Gestein in ungeheuer grosse, kantige Bruchstücke zerklüftet war. Viele Flächen dieser Fragmente waren vollkommen frisch, einige sahen so aus, als seien sie am Tage vorher erst gebrochen, während an anderen sich Flechten eben erst befestigt hatten, oder schon lange daran gewachsen waren.

Während in der Sahara [2]) das Thermometer von — 8° C. bei Tademayt bis zu 53° C. Schattentemperatur bei Chimmedru steigen kann, sind auch die an demselben Ort beobachteten täglichen Temperaturwechsel sehr bedeutend.

In Taoussara (Algier) beobachtete DASTAGUE [3]) am 27. Januar innerhalb 6 Stunden eine Temperaturdifferenz von 30° C., und in Ouad bou Terkfin am 2. Februar eine solche von 29° C.

UNGER [4]) zeigte, dass die gesprungenen Holzstücke und Kiesel am „grossen versteinerten Wald“ bei Kairo durch Temperaturdifferenzen gesprengt werden, und FRAAS [5]) hat sogar den Moment solchen Zerspringens beobachtet, indem er sah, dass kurz nach Sonnenaufgang von einem zu seinen Füssen liegenden Feuerstein eine halbzöllige kreisrunde Schale absprang.

Auf mehreren Wüstenreisen [6]) habe ich dann dieses Zerspringen durch Insolation als eine charakteristische Wüstenerscheinung verfolgt. Die Sprünge bilden sich in Kalk, Feuerstein, Sandstein, Porphyr, Granit, Gneiss, Quarz und anderen Gesteinen. Der Sprung dringt allmälig in die Tiefe, so dass halbgesprungene Gerölle nicht selten beobachtet werden. Sprünge kann man beobachten an nussgrossen Steinchen ebenso wie an haushohen Blöcken, und oft zerlegt ein ganzes System von Sprüngen den Felsen. An Kalk und Granitfelsen beobachtet man oft periphere Sprünge, welche concentrische Schaalen vom Gestein ablösen. Bald sind diese Schaalen (Kalk vom Uadi Dugla und Uadi Omm Ruthi in Aegypten) papierdünne Blätter, welche dichtgedrängt aufeinanderliegen, bald sind es 10 cm dicke Rinden (Granit von Westtexas) die man in metergrossen Stücken vom Felsen abheben kann.

In der Wüste bleiben aber die scharfen Sprungkanten nicht lange erhalten, denn der Flugsand rundet dieselben immer von Neuem. Deshalb ist die Mehrzahl der in den Kieswüsten den Boden bedeckenden Gerölle von rundlichem Umriss, und nur bei sorgfältiger Beobachtung sieht man dazwischen die neugesprungenen Stücke liegen.

Auch aus dem tropischen Westafrika berichtet PECHUEL-LOESCHE [7]) von der Wirkung der Insolation. Während der heissen Regenzeit kann man Temperaturdifferenzen von 60—84° C. beobachten. Der Regen ist 21—24° C. warm, infolge dessen bewirken die Nachmittagsgewitter eine starke Abkühlung des Bodens.

1) DARWIN, Ges. Werke. Stuttgart 1875, I., S. 294.
2) SCHIRMER, Le Sahara 1893, S. 104.
3) DASTAGUE, Bull. Soc. Geogr. 1874, S. 241.
4) UNGER, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. Wien 1858, S. 219.
5) FRAAS, Aus dem Orient, S. 38.
6) J. WALTHER, Denudation in der Wüste, S. 106 f. — Die Nordamerikanischen Wüsten. Verh. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1892, S. 7.
7) PECHUEL-LOESCHE, Ausland 1884, S. 425.

Eine seltsame Rolle bei der Bildung und Erweiterung derartiger Sprünge spielt in den ägyptischen Wüsten das in den meisten Gesteinen enthaltene Salz. Während der Nacht zieht das hygroscopische Salz die geringen, in der Luft enthaltenen Spuren von Wasser an sich, und vom Gesteinskern aus dringt die Salzlösung leicht in die capillaren Spalten hinein. Bei beginnender Besonnung wird das Wasser verdunstet und das Salz krystallisirt aus. Infolge der dabei stattfindenden Volumvergrösserung erweitern sich die capillaren Spalten und ein intensives Abblättern und Abbröckeln weicher Gesteine kann man in der Wüste leicht beobachten, sobald der erste Sonnenstrahl eine vorher beschattete Felswand trifft. Auf der Hinterseite derartig abgeblätterter Fragmente beobachtete SCHWEINFURTH konstant einen zarten Ueberzug von Salzkrystallen.

In den gemässigten und polaren Zonen, in denen die Insolation weniger stark ist und wo der Salzgehalt der Gesteine keine Rolle spielen kann, bewirkt der sogenannte Spaltenfrost eine ganz ähnliche Zerbröckelung selbst harter Felsarten. Das in alle Capillaren und Spalten eindringende Regen- und Schneewasser dehnt sich beim Gefrieren aus. Die molekulare Kraft des gefrierenden Wassers ist so bedeutend, dass 1892 in den Farbenfabriken zu Elberfeld ein eiserner Autoglaph von 20 cm Wandstärke, der auf 200—600 Atmosphärendruck geprüft war, durch frierendes Wasser gesprengt wurde, obwohl das Wasser durch die Manometerröhre hätte austreten können. Kein Wunder, dass daher das gefrierende Wasser capillare Spalten zu Sprüngen erweitert und die härtesten Felsen zerklüftet.

An den Gehängen unserer Berge, noch leichter aber an den Felswänden des Hochgebirges kann man verfolgen, welche Mengen von Gebirgsschutt durch den Spaltenfrost entstehen; es sind besonders die Monate des Frühjahrs und die Morgenstunden, in denen man die verwitternde Wirkung des capillaren Wassers leicht beobachten kann. Sobald die Sonnenstrahlen auf die Felsen zu wirken beginnen, und die Adhäsionskraft der Eiskrystalle aufheben, stürzen die Blöcke und Steine haltlos in die Tiefe und häufen sich zu hohen Schutthalden an.

Auf die Wirkung des Frostes führt KERR [1]) auch jene Bodenbewegungen zurück, welche in Profilen dislocirter Schichtenkomplexe als „Hackenwerfen" wohl bekannt sind. Wie schon v. DECHEN [2]), dann später v. GUEMBEL [3]) hervorgehoben haben, beobachtet man an Profilen steil aufgerichteter Schichtgesteine häufig, dass die ausgehenden Schichten hakenförmig nach abwärts umgebogen sind. In Nordamerika sind diese Verhältnisse besonders häufig zu beobachten, und KERR konnte zeigen, dass es sich hierbei um eine Frostwirkung handelt. In strengen Wintern friert der Erdboden in Canada und Vermont bis in Tiefen von 3 m. Durch das wiederholte Frieren und Aufthauen werden die gesammten lockeren Bodenmassen in eine am Berggehänge nach abwärts gleitende Bewegung versetzt und hierbei alle verschiebbaren Schichtenköpfe thalwärts umgebogen; die ausgehenden Theile von

1) KERR, Americ. Journal 1881, I, S. 345.
2) DE LA BECHE, Vorschule der Geologie 1852, übers. v. Dechen.
3) v. GUEMBEL, Neues Jahrb. f. Min. 1858, S. 285. — Geologie von Bayern, I, S. 297 Anm.

Gängen werden ebenfalls mit bewegt und ihre Bruchstücke lassen den Weg erkennen, den die ganze Bodenmasse im Laufe der Jahrhunderte zurückgelegt hat. KERR bezeichnet die ganze Erscheinung als Frostdrift und nennt die dabei bewegten Bodenschichten: Erdgletscher.

Auch im Polargebiet spielt die Insolation eine bedeutungsvolle Rolle. v. DRYGALSKI berichtet[1]): Die Sonnenstrahlen sind in Grönland ausserordentlich intensiv, während die Temperatur der Luft sich immer ziemlich niedrig hält. Einmal wurde ein Unterschied von 20° C. festgestellt. So kommt es, dass die vegetationslosen Felsen sich ausserordentlich stark erwärmen. Wenn man über die gerundeten Felsen geht, so merkt man häufig einen hohlen Klang. Die stark erhitzte Schaale hat sich über dem kühleren Kern ausgedehnt, und überspannt einen hohlen Raum; bald platzt sie los, um dieser Art der Verwitterung Zutritt zu weiteren Tiefen zu geben.

Eine seltsame Art der Verwitterung hat THOULET[2]) an der Margarethenbai an der Neufundländischen Küste beobachtet. Dort ist der 100 m breite flache Strand mit scharfkantigen Bruchstücken von Kalk übersäet, deren frische Bruchflächen sich lebhaft abheben von den durch chemische Verwitterung angeätzten Felsen. Manche Kalkstücke sind mit vielen Bruchnarben versehen und ähneln den Schlagkernen (Nucleus) von Feuersteinknollen. Bei der Entstehung dieser Felstrümmer betheiligen sich die Gezeiten und der Frost. Im Beginn des Winters ist die Luft schon kalt, das Meerwasser aber behält noch einige Zeit lang seine sommerliche Wärme. Während der Fluth dringt das Seewasser in alle Spalten und Poren des Gesteins, während der Ebbe friert das Wasser darin und zersprengt die Felsen. Indem sich durch den Wechsel der Gezeiten dieser Vorgang täglich zweimal wiederholt, wird das Küstengestein in intensiver Weise zerbröckelt. Je zerklüfteter und poröser das Gestein ist, je flacher der Strand und je höher die Gezeiten, desto energischer ist diese Verwitterung. Doch ist sie auf die niederen Breiten des Polargebietes beschränkt, weil innerhalb der Polarkreise das Meer zu rasch friert, und dann lange Zeit hindurch gefroren bleibt.

Eine besondere Art der Frostwirkung beobachtet man[3]) auch unter grossen Gletschern. Bekanntlich wird Eis durch Druck verflüssigt und durch Druckverminderung wieder krystallinisch, selbst bei unveränderlicher Temperatur. Nun wird bei dicken Gletschern durch die Last der Eismassen die dem Boden anhaftende Eisschicht so heftig gedrückt, und bei der gleitenden Bewegung des Eises ist dieser Druck solchen Schwankungen unterworfen, dass ein beständiges Flüssig- und Wiederfestwerden des Eises angenommen werden muss. Durch geeignete Versuche konnten BLUEMCKE und FINSTERWALDER zeigen, dass selbst harte Gesteine unter solchen Umständen eine beträchtliche Abnutzung erfahren, welche sich qualitativ nicht unterscheidet von der durch Temperaturschwankung verursachten Verwitterung. Es erfolgt also selbst unter der Decke des Gletschereises eine andauernde Zerstörung und Zerbröckelung des anstehenden Gesteins.

1) v. DRYGALSKI, Verh. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1891, S. 457.
2) THOULET, Compt. Rend. Acad. Paris CIII, 1886, S. 1194.
3) BLUEMCKE und FINSTERWALDER, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. Math physik. Classe. München 1890, S. 435.

II. Die chemische Verwitterung erfolgt durch Vermittelung des meteorischen Wassers, das lösend und zersetzend auf die Gesteine wirkt. In der Mehrzahl der Fälle ist sie mit physikalischer Verwitterung verknüpft.

Als Regen und Schnee, Hagel und Thau fällt die in der Atmosphäre enthaltene Feuchtigkeit auf die Lithosphäre herab. Bei ihrem Durchgang durch die Luft nehmen die Meteorwasser Sauerstoff, Kohlensäure und wohl auch bei Gewittern Salpetrige Säure auf, und wirken damit lösend und zersetzend.

Löslich im strengen Sinne, sind nur wenige felsbildende Mineralien, wie Steinsalz, Gyps, Kalk. Die Löslichkeit der Chloride ist eine so grosse, dass dieselben nur in regenarmen Gegenden sich dauernd an der Oberfläche der Lithosphäre finden. Ueberall, wo Regen, Flusswasser oder Meereswellen Zutritt haben, werden die etwa vorhandenen, oder die frischgebildeten Chloride entfernt. Deshalb können in der Gegenwart Salzlager nur in regenarmen Gegenden entstehen und erhalten bleiben.

Gyps wird von reinem Wasser auch ziemlich leicht gelöst. Wenn Regenwasser [1]) lange Zeit durch eine von Spalten durchzogene Gypsablagerung hindurchrieselt, so nagt es sich einen cylindrischen Hohlraum (Schlot) der allmälig an seinem Grunde eine bauchige Erweiterung bekommt. Die Wände dieser Gypsschlotten zeigen bisweilen sehr deutlich flachere oder tiefere, schmale und breite ganz glatte Rinnen, welche die Richtung andeuten, in der das Wasser herabgerieselt ist. Auf diese Weise entstehen oft mehrere hintereinanderliegende Hohlräume, welche durch einen schräg nach unten ziehenden Gang verbunden erscheinen.

Kalk ist viel schwerer löslich als Salz oder Gyps und doch vermag das Wasser in langen Zeiträumen sehr auffallende Lösungsformen an ihm zu erzeugen. Nach Pfaff [2]) verwittert Solnhofener Kalk in 72000 Jahren um 1 m, nach Erwing [3]) der Kalkstein des Nittanythales in 30,000 Jahren um 1 m. In erster Linie haben wir hier der Karrenfelder zu gedenken, welche die Kalkplateaus der Alpen mit ihren zerrissenen Formen überdecken. Im Gebiet des Todten Gebirges, des Dachsteins, Tännengebirges u. s. w. sind sie im grossartigen Massstabe entwickelt. Scharf zugeschnittene Steinbretter von 2—3 m Länge, 1 m Höhe und 2—5 cm Dicke werden durch glattwandige Spalten voneinander getrennt, und in vielfach wechselnder Richtung sind Quadratmeilengrosse Kalkflächen davon durchfurcht. Das Wasser, welches diese Spaltenrisse erzeugte, kann nicht lange geflossen sein, kann sich nicht mit Humussäuren beladen haben, und hat trotzdem diese intensive Lösungskraft ausgeübt. Es scheint wesentlich das Schneewasser [4]) zu sein, das diese Karrenfelder erzeugt.

Leichter zu erklären sind die in Mittelgebirgen auftretenden „Geologischen Orgeln“[5]), cylindrische oft sogar gewundene Gänge, die

1) Senft, Synopsis der Geognosie 1876, S. 110.
2) Pfaff, Zeitsch. d. d. geol. Ges. 1872, S. 405.
3) Ewing, Americ. Journal 3. Ser. 1885, I, S. 31.
4) Heim, Jahrb. d. Schweizer Alpenclubs 1878, S. 421. — Fugger, Zeitschr. d. d. ö. Alpenvereins 1880, S. 184.
5) Noeggerath, Neues Jahrb. f. Min. 1845, S. 513.

von Aussen nach Innen in Kalkbänke hineindringen. Solche Gänge entstehen besonders leicht unter dem Schutz einer Decke von Waldboden und Humus. Das in diesen Bodenarten zirkulirende Wasser sättigt sich mit organischen Säuren. Die wachsenden Wurzeln ätzen, wie wir noch zu zeigen haben, auch ihrerseits an den Wänden vorhandener Vertiefungen, und so erweitern sich dieselben allmälig bis zu 1 m breiten Höhlungen von mehreren Metern Tiefe, die oft in grosser Zahl nebeneinander die Kalksteine durchsetzen.

Die auf dem Kalkplateau des Karstes, aber auch in anderen Kalkgebirgen (Todtes Gebirge) auftretenden kesselartigen Vertiefungen, von oft 30 m Tiefe und 1 km Durchmesser werden als Dolinen bezeichnet. Nach den Untersuchungen von MOJSISOVICS[1]) sind es durch Lösung entstandene Erweiterungen ursprünglich vorhandener Einsenkungen, die oftmals in Zusammenhang mit Bruchspalten stehen.

Das häufige Vorkommen unterirdischer Hohlräume in Kalkgebirgen hat man ebenfalls durch Lösung und Erweiterung vorhandener Spalten erklärt. Es lässt sich nicht leugnen, dass viele Höhlen in einem so unverkennbaren Zusammenhang mit Spalten stehen, und in ihrer Form so sehr den Charakter erweiterter Spalten haben, dass ihre Entstehung auf diesem Weg erfolgt sein muss. Andere Höhlen zeigen aber schon in ihrer Form so wesentlich andere Eigenschaften, dass jene allgemein verbreitete Meinung auf sie nicht angewandt werden kann. Es sind unregelmässige, oft domartig erweiterte Lücken, welche durch enge Gänge mit einander in Verbindung stehen, oft sogar ganz isolirt im Kalkmassiv auftreten. Die Wände derselben sind mit dicken Tropfsteinrinden bedeckt, ein Beweis dafür, dass seit Langem das Volumen der Höhle nicht erweitert, sondern verengt wird. Da man solche Höhlen besonders in Korallenkalken findet, und da, wie wir später zu zeigen haben, auch schon die lebenden Korallenriffe von ähnlichen Höhlen durchzogen werden, so ist meines Erachtens die Wahrscheinlichkeit gross, dass viele Tropfsteinhöhlen nicht nachträglich durch Auswaschung entstanden, sondern als ursprüngliche Rifflücken betrachtet werden müssen.

Mit der Frage nach der Löslichkeit des Kalkes steht endlich noch ein Problem im Zusammenhang, das neuerdings vielfach besprochen worden ist. Man findet nämlich auf vielen einsamen Koralleninseln Anhäufungen einer rothen Erde, die als *terra rossa* bekannt ist, und man hielt es für zweifellos, dass diese rothe Erde der Lösungsrückstand des dort aufgelösten Korallenkalkes sei. Diese Ansicht hat man auf ähnliche Vorkommnisse in Kalkgebirgen übertragen, und im Laufe der Jahre ist es zu einem feststehenden Satz geworden, dass 100 m mächtige Kalklager chemisch vollkommen aufgelöst und durch das Wasser fortgeführt werden können, während die im Kalk fein vertheilten unlöslichen Bestandtheile liegen blieben.

Nach den neueren Untersuchungen von MURRAY[2]) und GUPPY[3]) ist die Rothe Erde auf Koralleninseln keineswegs der Lösungsrückstand von Kalkstein, sondern wesentlich anderen Ursprungs. Bei den Eruptionen vulkanischer Inseln wird oftmals das Meer auf meilenweite Er-

1) v. MOJSISOVICS, Zeitschr. deutsch. österr. Alpenvereins Bd. XI.
2) MURRAY, R. Instit. of Great Brit. 1888, March. 16, S. 11.
3) GUPPY, Solomon Islands. Appendix.



streckung dick mit Bimsteinen übersät. Lange Zeit treiben dieselben im offenen Meer umher, bis sie endlich zu Boden sinken oder auf einsamen Inseln ans Land gespült werden. Koralleninseln sind oftmals mit mächtigen Strandterrassen solcher Auswürflinge umgeben. Unter dem tropischen Klima werden dieselben rasch zu rothem Laterit zersetzt und diese aus Bimstein entstandenen Lateritmassen sind es, welche als *Terra rossa* auf Korallenriffen so oft beobachtet werden. Aber nicht nur die empirischen Thatsachen sprechen gegen jene weitverbreitete Hypothese über die Entstehung der *Terra rossa* sondern ebenso sehr theoretische Erwägungen. Es scheint als ob gerade in diesem Fall die einseitige experimentelle Behandlung des Problems zu jenem Irrthum Veranlassung gab. Wenn man Kalkstein in einem Gefäss mit Säure übergiesst, so verschwindet der Kalk, und die unlöslichen Bestandtheile bleiben als Bodensatz zurück. Mit Unrecht hat man dieses an sich einwurfsfreie Experiment, auf die Geologie übertragen. Denn bei der Auflösung eines Kalkgebirges handelt es sich nicht um die Entstehung eines Bodensatzes und einer Kalklösung, deren Säure die Kohlensäure ersetzt hat, in einem geschlossenen Raum, sondern es handelt sich um die Wirkung bewegten, rinnenden Wassers an der freien Oberfläche der Lithosphäre. Es ist schwer verständlich, dass dasselbe Wasser, welches 100 m Kalkstein auflöste und gelöst hinwegtransportierte, die feinerdigen unlöslichen Bestandtheile unberührt an Ort und Stelle gelassen haben soll. Dasselbe Wasser, das die gelöste Kalkmasse entführte, ist kräftig genug, um auch den unlöslichen Staub mit hinwegzunehmen. Das Experiment ist richtig, aber seine Anwendung auf das geologische Phänomen ist nicht ohne Bedenken.

Ein sehr wirksames Lösungsmittel für Gesteine ist auch das Meerwasser. Obwohl seine Lösungskraft geringer ist, als die des Regenwassers, so bewirkt doch die beständige Bewegung der See eine Steigerung der ausgeübten Wirkung. THOULET untersuchte [1]) vergleichend die Lösungskraft beider Flüssigkeiten und fand, dass:

	Bimstein	Muschelschalen	Riffkorallen	Globigerinen
in Seewasser	0,000 105	0,000 039	0,000 201	0,000 137
in Süsswasser	0,000 832	0,001 843	0,003 014	0,003 091

für den Tag und den Kubikdecimeter, Substanz verlieren.

An steilen Kalkufern z. B. an der Küste von Capri und Positano entstehen daher ganz ähnliche Karrenfelder [2]) wie im Hochgebirge, nur sind sie noch viel rauher und zerrissener. Gerade als wenn man Säure darauf gegossen hätte, so ist der Kalk zerfressen.

Die Auflösung von Kalkresten spielt eine grosse Rolle am Meeresboden, und MURRAY [3]) hat darüber bemerkenswerthe Untersuchungen angestellt. Wenn man den Meeresboden am Abhang vulkanischer Inseln untersucht, findet man, aus den kalkarmen Gebieten des Tiefseegrundes aufsteigend, zuerst einige dickschalige Kalkreste, mit geringer Tiefe treten immer zahlreichere Schalen auf, bis endlich im

1) THOULET, Compt. Rend. Acad. Paris 1890, 24. März.

2) J. WALTHER und P. SCHIRLITZ, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1886, S. 315.

3) MURRAY, R. Instit. of Great. Brit. 1880, März 1888.

seichten Wasser alle zarten Reste von Pteropoden, Heteropoden und kleinen Larven gefunden werden. Diese Steigerung des Kalkgehaltes hängt damit zusammen, dass in der Tiefsee allmälig alle Kalkreste aufgelöst werden, während das unter geringerem Druck stehende Wasser der Flachsee nicht so grosse Lösungskraft besitzt.

W. Thomson[1]) glaubte, dass der Rothe Thon der Tiefsee wesentlich der Lösungsrückstand von Globigerinenschlick und ähnlichen Kalksedimenten sei. Und es ist auch zweifellos, dass, wenn man Globigerinenschlick mit Säure behandelt, ein Rest übrig bleibt, der vielfach in seinen Eigenschaften übereinstimmt mit dem Rothen Thon der Tiefsee. Aber wenn man frische Globigerinenschaalen mit Säure behandelt, so bleibt kein Thon zurück; ein Beweis, dass der im Globigerinenschlick enthaltene Thon eine fremde Beimengung ist. Sehr deutlich kann man die Lösung des Kalkes am Boden der Tiefsee an den Glaukonitsanden erkennen. An manchen Stellen des Golfstromgebietes bildet sich im Inneren von Foraminiferenschalen eine Ausfüllung von Glaukonit. Später wird die Kalkschale langsam vom Meerwasser aufgelöst, und nur die Steinkerne des Glaukonits bleiben zum Schlusse übrig. Man sieht in manchen Proben von Glaukonitsand alle diese Vorgänge in Uebergangsstadien, von intakten kalkigen Gehäusen bis zu den kalklosen Steinkernen.

Auch die Anhäufungen von Haifischzähnen und Walknochen in manchen Tiefseesedimenten sprechen für die Lösungskraft des Seewassers, denn von den *Carcharias*zähnen ist nur das harte Dentin übrig, während alle weicheren Gewebe vollkommen zerstört erscheinen.

Sogar Kieselgebilde werden von Seewasser gelöst, und *Cromyosphaera antarctica* der Tiefsee zeigte deutlich die ätzende Wirkung desselben an, denn es ist die *Cromyosphaera perspicuum* der Oberfläche.

Neben der lösenden Thätigkeit übt aber das Wasser in der Regel zu gleicher Zeit eine zersetzende, chemisch umwandelnde Wirkung auf die Mineralien der Erdrinde aus, die man auch als Verwitterung im engeren Sinne zu bezeichnen pflegt.

Wenn Mineralien[2]) und Gesteine, wie es bei vielen Feldspäthen, Glimmer, Hornblende, Augit, Hypersthen, Turmalin, Granat der Fall ist, Eisen- und Manganoxydul enthalten, so werden diese in Oxydhydrate umgewandelt und das Gestein dadurch zersetzt. Ausserdem aber wirkt der Sauerstoff noch auf die Schwefelmetalle ein, indem er sie in schwefelsaure Metalloxyde verwandelt, welche nun wieder, namentlich wenn sie in Wasser löslich sind, viele Mineralien zersetzen, welche sonst unangreifbar wären.

Von weit grösserem, unmittelbaren Einfluss auf die Zersetzung der Mineralien und Felsarten ist die im Meteorwasser enthaltene Kohlensäure. Die in der Luft vorhandene Kohlensäure wird von dem Regenwasser in hohem Grade absorbirt, auch fallender Schnee enthält grosse Mengen derselben. Diese Kohlensäure, vermehrt durch die in den obersten Schichten der Erdrinde enthaltenen Kohlensäuremengen, wirkt nun im Verband mit dem Wasser lösend und zersetzend auf die verschiedenartigsten Mineralien.

---

1) W. Thomson, The Atlantic, I, S. 228.
2) Senft, Fels und Erdboden 1876, S. 10.

Gelöst werden alle kohlensauren Salze, alle phosphorsauren Salze, viele Fluorverbindungen und alle kohlensauren Alkalien. Zersetzt werden alle zusammengesetzten kohlen- und kieselsauren Mineralien, wenn dieselben Alkalien, Alkalische Erden oder die Oxydule des Eisens und Mangans enthalten. Dann regt die Kohlensäure alle gemeinen Metalle an, Sauerstoff anzuziehen und sich zu oxydiren.

Die in den Erdboden eindringenden Wässer finden hier Gelegenheit, ausser der Kohlensäure noch Humussäuren zu lösen, und mit diesen beladen lösend und zersetzend auf Feldspath, Glimmer, Hornblende, Augit und andere Mineralien zu wirken.

Die, besonders bei tropischen Gewitterregen gebildeten Mengen von Salpetriger Säure spielen ebenfalls eine bedeutungsvolle Rolle bei der Verwitterung, und jene rothgefärbten Verwitterungsprodukte, welche in den Tropen unter dem Namen Laterit wohlbekannt sind, dürften wesentlich auf diese Ursache zurückzuführen sein.

Auch Kohlensaures Ammoniak[1]), welches in kleinen Mengen in der Atmosphäre enthalten ist, wirkt zersetzend auf die festesten Gesteine.

Da alle diese Verwitterungsvorgänge an die Mitwirkung von Wasser gebunden sind, so werden sie in ihrer Intensität bestimmt durch die Menge des fallenden Wassers und die Länge der Zeit, während deren das Wasser auf die Lithosphäre einwirken kann. Am geringsten ist infolgedessen die chemische Verwitterung in der Wüste; denn in der Wüste fällt oft Jahre lang kein Tropfen Regen und ebenso ist der Thau den eigentlichen Wüsten fremd. Die fallenden Regenwasser werden hier ausserdem an den der Sonne zugewandten Felsflächen rasch wieder abgetrocknet, und nur auf der Nordseite der Berge, im Schatten überhängender Felsen, am Fuss der Felsblöcke hält sich die Feuchtigkeit so lange, dass sie verwitternd wirken kann. Die Folge davon ist, dass die Verwitterungsformen in der Wüste überaus seltsame Gestalten darbieten. Tiefe Höhlen dringen in kompakte Gesteine hinein. Der beschattete Fuss freiliegender Felsblöcke wird verengt und diese zu pilzförmigen Bildungen umgewandelt. Die Nordseite der Berggehänge trägt mehr Spuren derartiger Verwitterung als die Südseite des Geländes. Loczy[2]) beobachtete sogar an den Grenzen der Wüste Gobi, dass hier die Vegetation sich länger an der Nordseite des Gebirges hielt als an den südwärts gerichteten Abhängen.

Um so kräftiger ist die chemische Verwitterung in einem regenreichen Klima. Erstens wird durch die grössere Regenmenge eine viel intensivere Wirkung auf die Gesteine ausgeübt, zweitens hält die dichte Pflanzenwelt, die sich in einem regenreichen Gebiet entwickelt, die Feuchtigkeit lange fest, und gestattet eine viel nachhaltigere Verwitterung. In Maranchao[3]) (Brasilien) hat man 7110 mm jährliche Regenmenge beobachtet; am Südfuss des Himalaja in Cherrapoonjee sogar 14200 mm. Im Juni 1851 fielen in letzterem Ort 3738 mm, also täglich etwa 124 mm Regen.

---

1) Detmer, Die naturw. Grundlagen des Ackerbaues, Handbuch der gesammten Landwirthschaft, VII, S. 24.
2) Loczy, Verhandl. X. deutschen Geographentages, S. XXIII.
3) Mohn, Grundzüge der Meteorologie, S. 161.

Dass die Stärke der Verwitterung aber nicht allein von der Regenmenge, sondern auch von der Höhe der Lufttemperatur abhängt, erkennt man an der geringen Zersetzung[1]) des Granits unter den mit Feuchtigkeit beladenen Moospolstern von Finnland und dem Nördlichen Ural.

Die chemische Verwitterung im gemässigten Klima ist vielfach untersucht und so oft zum Gegenstand besonderer Studien gemacht worden, dass wir uns hier ziemlich kurz fassen können.

Roth[2]) unterscheidet die Verwitterungsprocesse in: einfache Verwitterung und komplicirte Verwitterung.

Bei der einfachen Verwitterung bildet der Sauerstoff Oxyde, das Wasser bildet Hydrate, und die Kohlensäure veranlasst die Bildung wasserfreier oder wasserhaltiger Karbonate, welche dann oft im Wasser oder im kohlensauren Wasser gelöst werden. Organische Substanzen reduciren Sulphate zu Sulphiden, Eisenoxyd zu Eisenoxydul.

Die komplicirte Verwitterung entsteht dadurch, dass die in einem zusammengesetzten Gestein, aus verschiedenen Mineralien entstehenden Lösungen und Lösungsrückstände gegenseitig lösend und umwandelnd wirken.

Mannichfaltig wie die Gesteine, welche dem chemischen Verwitterungsprocess unterworfen werden, sind auch die Vorgänge und Endprodukte[3]) dieser Verwitterungen.

Die Stärke der Verwitterung wird erstens bedingt, durch die Menge des vorhandenen Wassers.

Infolgedessen ist unter sonst gleichen Verhältnissen, die chemische Verwitterung in einem regenreichen Gebirge stärker, als in einer regenarmen Steppe.

Der zweite Faktor ist der Gehalt des Wassers an Sauerstoff, Kohlensäure und organischen Verbindungen.

Drittens wirkt die Verwitterung um so kräftiger, je länger das zersetzende Wasser einwirken kann. Unter dem Schutze einer geschlossenen Vegetationsdecke, auf den dünnen Spalten und Capillaren, die das Gestein durchziehen, ist die Verwitterung grösser als an der freien Oberfläche. Infolgedessen ist die Zerklüftung eines Gesteins von grosser Bedeutung.

Indem die Verwitterung auf den Spalten ins Innere vordringt, ohne dass die hier gebildeten Zersetzungsprodukte weiter transportiert werden, entstehen oftmals jene, an Breccien und Konglomerate erinnernden Gesteine, bei denen Kerne des unveränderten Gesteins eingebettet liegen in einer homogenen, durch Verwitterung der ersteren gebildeten, Grundmasse. Im Albanergebirge sieht man so Brocken unzersetzter Lava eingebettet in Sperone. Dana[4]) beschreibt ähnliche Verhältnisse von verwittertem Quarzit.

Werden die auf Spalten gebildeten Zersetzungsprodukte durch Wasser und Wind entführt, dann entstehen jene Blockmeere, die in Granitgebirgen so oft beobachtet werden, und die man für Zeugen

1) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 100.
2) J. Roth, Allg. und Chem. Geologie I, S. 47 und 159.
3) Blum, Neues Jahrb. f. Min. 1838, S. 497.
4) Dana, Americ. Journal 1884, II, S. 448.

einstiger „Erdrevolutionen“ hielt, bis Goethe [1]) mit folgenden Worten die richtige Erklärung gab:

„Auf meiner Reise nach Karlsbad 1820 nahm ich den Weg über Alexanderbad, wo ich die seltsamen Trümmer des Granitgebirges wieder beobachtete. Mein Abscheu vor gewaltsamen Erklärungen, die man hier mit reichlichen Erdbeben, Vulkanen, Wasserfluthen und anderen titanischen Ereignissen geltend zu machen sucht, ward auf der Stelle vermehrt, da mit einem ruhigen Blick sich gar wohl erkennen liess, dass durch theilweise Auflösung wie theilweise Beharrlichkeit des Urgesteins, durch ein daraus erfolgendes Stehenbleiben, Sinken, Stürzen, und zwar in ungeheueren Massen, diese staunenswürdige Erscheinung ganz naturgemäss sich ergeben habe.“

Endlich spielt die chemische und physikalische Beschaffenheit der Gesteine eine so grosse Rolle bei der Verwitterung, dass man die Wetterbeständigkeit der Gesteine sogar zum Gegenstand besonderer Untersuchungen gemacht hat [2]). Diese Studien haben freilich ergeben, dass dieselbe petrographische Gesteinsart sehr verschiedenartige Widerstandskraft besitzt; und wenn man z. B. die Wetterbeständigkeit Nr. 1 bei Granit, Syenit, Diabas, Grünstein, Porphyr, Trachyt, Melaphyr, Basalt, Quarzfels, Dachschiefer, Kalkstein, Zechstein, Dolomit, Sandstein, Grauwacke, Vulkantuff gefunden hat, so gehören doch andere Varietäten, der gesperrt gedruckten Gesteine unter die Nr. 2 der Wetterfestigkeitsskala.

Die chemischen Vorgänge bei der Verwitterung sind am sorgfältigsten von Bischof [3]) untersucht worden, der imstande war, auf Grund seiner Versuche 63 Gesetze der chemischen Verwitterung aufzustellen. Von besonderer Wichtigkeit scheint uns aber der in der Einleitung des citirten Werkes aufgestellte Satz: In der Erdkruste finden wir soweit wir sie kennen, stets diejenigen Stoffe miteinander gemischt, welche die schwerlöslichsten Verbindungen geben. Giebt ein Stoff mit mehreren anderen Stoffen schwerlösliche Verbindungen, so kommen die schwerlöslichsten am häufigsten vor. Wir werden später noch vergleichend auf diesen Satz zurückkommen müssen, der nichts anderes bedeutet, als dass das Gesetz der natürlichen Auslese, welches Darwin mit so überzeugender Kraft für die organische Welt aufgestellt hat, auch für das anorganische Reich gilt. Geradeso wie von allen Thiervarietäten, welche im Laufe der Zeiten entstanden sind, diejenigen am längsten gelebt haben und am meisten verbreitet wurden, die am zweckmässigsten für den Kampf ums Dasein ausgestattet waren, so häufen sich auch in der Erdrinde diejenigen chemischen Verbindungen an, die am schwersten wieder zerstört werden können. Das Vorherrschen der Silikate, die grossen Mengen von aufgespeicherter Kohle in der Erdrinde beweisen das Gesetz ebenso, wie die Seltenheit von Kalilagern oder ähnlichen leichtlöslichen Verbindungen.

---

1) Goethe, Annalen. Cotta 1876, Bd. XI, S. 456.

2) Boehme, Mitth. k. Techn. Versuchsanstalt. Berlin 1885, S. 125. Erg.-Heft 1889, II.

3) Bischof, Lehrbuch der Chem. und Physik. Geologie. 2. Auflage 1863, Bd. I, S. 1.

Die mechanischen Veränderungen der Erdschichten durch chemische Verwitterung sind besonders von v. D. BROECK[1]) untersucht worden. Er zeigt, wie unregelmässig die Grenze zwischen verwittertem und gesundem Gestein ist; wie dieselbe meist eine vielfach gebogene Kurve darstellt; wie in den Verwitterungstaschen und Höhlungen das mechanische Gefüge der Schichten gelockert und gebogen wird; wie die unregelmässige Oberfläche des gesunden Gesteins scheinbar discordant überlagert wird von der Kappe der Verwitterungsprodukte; und giebt an einer Reihe von Bildern Gelegenheit diese Umwandlung zu verstehen. Bei Besprechung der Denudationsflächen, werden wir auf diese Verhältnisse nochmals zurückkommen.

Wir zeigten oben, dass der Gehalt des Regenwassers an chemisch wirksamen Stoffen eine grosse Rolle bei der Verwitterung spielt. Den besten Beweis hierfür bieten die Verwitterungsprodukte des Tropenlandes. Während die Mehrzahl der Stoffe, welche im gemässigten Klima aus der Zersetzung eisenhaltiger Mineralien hervorgehen, durch ihre gelbe, oder rostbraune Farbe anzeigen, dass in ihnen Eisenhydroxyd der wichtigste Gemengtheil ist, zeigen die entsprechenden Verwitterungsprodukte der tropischen Gegenden meist eine ziegelrothe Farbe. Diese rothen, an Eisenoxyd reichen Verwitterungsprodukte nennt man Laterit. Der Name wurde für die ziegelrothen und zum Häuserbau benutzten Verwitterungsgesteine der Malabarküste von BUCHANAN[2]) gebraucht. Obwohl der chemische Vorgang der Lateritbildung noch nicht vollständig aufgeklärt ist, scheint es doch sicher zu stehen, dass nur eisenreiche Gesteine zu rothem Laterit umgewandelt werden, und dass die tropischen Gewittergüsse, abwechselnd mit starker Verdunstung eine massgebende Rolle dabei spielen.

Im Bewässerungsgebiet von Mineralquellen ebenso wie in der Nähe vulkanischer Gasexhalationen vollzieht sich die Verwitterung in anderer Weise, als unter dem Einfluss gewöhnlicher Meteorwasser, aber derartige Erscheinungen sind so lokal verbreitet, dass wir hier von einer eingehenden Betrachtung derselben absehen dürfen.

Dagegen sind die Verwitterungserscheinungen, welche das Meerwasser erzeugt, von grösserem Interesse. An den Küsten, wie am Boden des Meeres werden die Mehrzahl aller Gesteine durch die Einwirkung der Seesalze verändert und verwittert, nur lassen sich diese Verwitterungsvorgänge an der Küste deshalb so schwer verfolgen, weil die beständige Wellenbewegung und die Kraft der Brandung alle verwitterten Mineralien abwäscht. Daher mag es wohl auch kommen, dass man bisher diesen, geologisch so wichtigen, Vorgängen so wenig Aufmerksamkeit zugewandt hat.

Bei Torre del Greco[3]) ist ein basaltischer Lavastrom ins Meer geflossen, dessen Reichthum an porphyrisch ausgeschiedenen Olivinkrystallen bemerkenswerth erscheint. Die Grundmasse der Lava ist stark verwittert und gelöst, während die Olivine herausragen, die Ober-

---

1) VAN DEN BROECK, Sur l'Alteration des roches quaternaires par les agents atmosphérique Bull. Soc. geol. 1877, S. 298, 1881, S. 295. Sur les Phénoménes d'Alteration des dépôts superficiels. Brüssel 1880.

2) BUCHANAN, Journey from Madras through Mysore, Canara and Malabar 1807, II, S. 440.

3) J. WALTHER und P. SCHIRLITZ, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1886, S. 315.

fläche der Lavafelsen ganz rauh machen, und zu etwa 60 % das Ufersediment bilden. Versuche mit Sandgebläse zeigten, dass hierbei nicht ein mechanischer Vorgang thätig war, dass vielmehr die chemische Lösungskraft des Seewassers die Lavagrundmasse auflöst und die Olivine ausspart. Mehrere Hundert Meter vom Strand bestand noch unter Wasser das ganze Sediment aus rostgelb verwitterten Olivinen.

Die Bimsteine[1]) die man so häufig in Tiefseeablagerungen findet, sind an ihrer Oberfläche in eine weiche, braune, thonige Substanz zersetzt, in anderen Fällen ist die zellige Struktur bis auf den mittleren Kern vollständig verschwunden, das Bimsteinstück ist in einen Manganknollen mit Bimsteinkern verwandelt. In manchen Gebieten der Tiefsee sammelte der Challenger eine Menge Bruchstücke von basischem Glas von Erbsen- und Walnussgrösse, die oberflächlich zu Palagonit umgewandelt sind, der sich im feuchten Zustand wie Käse schneiden lässt.

Basaltische Lapilli werden in der Tiefsee stark zersetzt. Es verwittert hierbei nicht nur die Basis, sondern Olivin und Augit werden gleichzeitig in secundäre Mineralien verwandelt, während der Plagioklas zimlich viel Widerstand leistet. Der Olivin ist meist so zersetzt, dass er nur an seinem Umriss erkannt werden kann.

Nach MURRAY[2]) ist denn auch der Rothe Thon, der $1/4$ der gesammten Erdoberfläche als Tiefseegebilde bedeckt, wesentlich ein Verwitterungsprodukt vulkanischer Aschen und Lapillis.

Es wäre zu wünschen, dass die Verwitterung der Küstengesteine durch den Salzgehalt des Seewassers einmal sorgfältig studirt würde.

III. Eine hervorragende Rolle bei den Verwitterungsprocessen spielt die Organismenwelt. Alle Landpflanzen entnehmen einen Theil ihrer Nahrung aus dem Boden; infolge dessen werden beständig dem Boden Substanzen entzogen und derselbe dadurch gelockert und corrodirt. Die Flechten[3]) bewohnen selbst den kahlsten Felsboden. *Cladonia* überzieht dürre Sandflächen mit dichten Polstern; auf Felsen gedeihen Krustenflechten. Auf Schiefer, Quarzfels, sogar auf polirten Quarzrollsteinen gedeihen Flechten, ja sogar auf Fensterglas vermögen 47 Arten zu leben und ihrem Substrat Nährsalze zu entnehmen. *Sarcogyne privigna* dringt in den härtesten Granit, *Stereocaulon vesuvianum* überzieht schon nach 5—6 Jahren die Lavaströme italienischer Vulkane[4]) und *Lecidea caerulea, Staurothele rupifraga, Sarcogyne pruinosa, Amphoridium Hochstetteri, Aspicilia flavida, Jonaspis melanocarpa, Jonaspis Prevostii* dringen in den festen Kalkstein mit ihren Hyphen ein.

Die Wurzelspitzen höherer Pflanzen[5]) scheiden schwache Säure aus, mit Hilfe deren sie sich in Kalk, Dolomit, Magnesit, einzuätzen vermögen. Der Schaumkalk, welcher in der Umgebung von Jena die Decke vieler waldbedeckter Hochebenen bildet, ist meist mit vielgewundenen Löchern und Röhren durchsetzt, welche durch wachsende Baumwurzeln gebildet und erweitert worden sind. In den Sandstein-

1) MURRAY und RENARD, Deep Sea Deposits, S. 292.
2) THOULET, Comp. Rend. Acad. Paris 1890, S. 653.
3) BACHMANN, Der Thallus der Kalkflechten. Plauen 1892.
4) v. TCHIHATSCHEW, Neues Jahrbuch für Min. 1862, S. 72.
5) SACHS, Handbuch der Experim. Physiologie 1865, S. 188.

brüchen von Kraftsdorf sieht man Baumwurzeln mehrere Meter tief längs der Spalten in die Felsen eindringen; und es ist bekannt und durch PFEFFER[1]) genauer geprüft, dass wachsende Pflanzentheile auch eine sehr bemerkenswerthe mechanische Kraft besitzen und dadurch zur Zerstörung der Gesteine beitragen. Die obersten, durch Verwitterung zersetzten Schichten der Lithosphäre enthalten grosse Mengen von Bakterien. REIMERS[2]) fand in Ackerkrume pro Ccm 2,5 Millionen Keime, in 2 m Tiefe darunter nur 23,000 Keime pro Ccm. Diese rasche Abnahme des Bakteriengehaltes in einer Tiefe von 1—2 m wurde durch viele andere Versuchsreihen durchgängig bestätigt. Der Keimgehalt von Lehmboden betrug pro Ccm in 2 m Tiefe noch 445,000 Keime, während in Kiesboden unter gleichen Umständen nur 70,000 Keime gezählt werden konnten.

Auch für die Umwandlung der Gesteine in lockere Ackerkrume spielt die Pflanzenwelt eine grosse Rolle. Wenn wir reinen Sand[3]) in trockenem Zustand prüfen, so ergiebt sich, dass die einzelnen Bodentheilchen lose nebeneinander liegen. Von einer Kohäsion zwischen den Bodenelementen ist keine Rede. Sehr erheblich ist hingegen die Kohäsion zwischen den Theilchen eines nassen Thonbodens. Die feinsten Partikelchen desselben finden sich eingeschlämmt zwischen den gröberen, und bilden gleichsam ein Cement, welches die letzteren miteinander verkittet.

Ganz andere Erscheinungen zeigt ein fruchtbarer, mit Vegetation bewachsener Kulturboden. Die Elemente desselben sind gewissermassen zu Systemen höherer Einheit, zu Krümelchen, Flöckchen, oder Bröckchen vereinigt, die erst ihrerseits durch Zusammenlagerung die Masse des Bodens bilden. In einem solchen Boden mit Krümelstruktur befinden sich nicht allein zwischen den Krümelchen Hohlräume, sondern auch zwischen den Elementen der Krümelchen sind feine Capillaren vorhanden, so dass der Boden leicht durchlüftet und leicht von Wasser durchzogen werden kann.

Wenn man bedenkt, dass in 1 gr Ackererde 300—500,000 Bakterien enthalten sind, so wird es verständlich, dass auch diese kleinsten Wesen eine, wenn auch noch wenig studirte, wichtige Rolle bei der Verwitterung spielen.

An der mechanischen Lockerung der Lithosphäre ist auch die Thierwelt betheiligt. Die grabenden und wühlenden Thiere, Nager, Maulwürfe, Insektenlarven und ganz besonders die Regenwürmer tragen zur Zerstörung der Gesteine mit bei.

Im Süsswasser sind es besonders gewisse Algen welche zerstörend auf die Gesteine einwirken. Im Bodensee bei Stein gräbt sich *Isaktis conitricha* mäandrisch gewundene Furchen in Rollsteine. Gross ist die Zahl der marinen Organismen, welche die Verwitterung der Küstengesteine durch das Meerwasser unterstützen. *Laminaria* klammert sich so fest auf die Felsen, dass sie nur mit ihrem Untergrund abgerissen und an den Strand geworfen werden kann. Das Heer der bohrenden

1) PFEFFER, Abh. d. K. S. Ges. d. Wissensch. 1893.
2) REIMERS, Ueber den Gehalt des Bodens an Bakterien. Diss. Jena 1889.
3) v. D. GOLTZ, Handb. der Ges. Landwirtschaft, II. — DETMER, Bodenkunde, S. 61.

Würmer, Seeigel und Muscheln zerlöchert die Felsen und wohin wir auf der Erdoberfläche blicken, überall sehen wir Vorgänge, welche die Aussenseite der Lithosphäre zu lockern thätig sind.

Die durch chemische, physikalische und organische Verwitterung gelockerten obersten Schichten der Lithosphäre unterliegen, selbst ohne das Hinzutreten specifischer Transportkräfte, durch den blossen Einfluss der Schwere häufigen Bewegungen, und mit HEIM[1]) theilen wir diese Massenveränderungen in Bergstürze, Abrutschungen und Schlammströme ein.

Die Bergstürze, oder wenn sie nur kleine Felstheile betreffen, die Steinschläge lösen mehr oder minder grosse Felsmassen durch Klüfte von den Felsen ab, und je nach der Bodenbeschaffenheit stürzt die abgelöste Masse in beträchtliche Tiefe. In der Mehrzahl der Fälle ist es die physikalische Verwitterung, welche Steinschläge hervorruft. Wenn während der Nacht das Wasser in den Felsspalten einer Bergwand gefroren, und die erweiterten Spalten nur von der dünnen Eisschicht noch geschlossen waren, dann bewirkt die steigende Temperatur des Tages, dass das Eis schmilzt und die Steine verderbenbringend auf den Pfad des Alpensteigers herabstürzen. Durch Entfernung[2]) stützender Massen, durch grössere Belastung, durch Erdbeben und verwandte Ursachen, werden Bergstürze und Steinschläge vielfach im Hochgebirge hervorgerufen.

An den Gehängen[3]) des Hochgebirges bilden sich häufig ohne Wirkung des fliessenden Wassers, bloss durch Nachbrechen der Felsen wilde Rinnsale, Kamine und Schluchten aus, die bis in die höchsten Regionen hinaufreichen. Diese Furchen können sich allmälig in Wildbäche umwandeln, oder zum Absturz von Lawinen dienen. Die Beweglichkeit frischer Schutthalden ist oft so gross, dass ein Tritt genügt, um ein Nachgleiten bis oben an die Felswand zu bewirken. So wälzt sich ein beständiger Strom von Felstrümmern von den Kämmen, Gipfeln und Gehängen dem Thale zu, und bewegt in jeder Sekunde mehrere Kubikmeter bergab. Bergstürze sind eine schon lange vor dem Niederstürzen vollendete Verwitterung, mit momentaner Auslösung, dagegen bewegen sich diese Schutthalden beständig zu Thale.

Die Verheerungen, welche 1806 bei Goldau und 1881 bei Elm durch Bergstürze hervorgerufen wurden, sind so bekannt, dass eine Schilderung derselben hier unterbleiben kann.

Bergstürze und Steinschläge sind überaus häufig an der Innenwand der Somma im Atrio del Cavallo. Hier scheint die Deflation durch Wegblasen lockerer stützender Tuffschichten die harten Lavagänge und Ströme zu Fall zu bringen. Am Fuss der Sommawand liegen zahllose Felsblöcke und Steinhaufen, und zu jeder Tageszeit hallt das Nachstürzen und Herabpoltern weiterer Steine durch die Lavawildniss. Manche spaltenreiche Lavagänge haben durch die beständigen Steinstürze tiefe Furchen in die Gehänge hineingeschnitten, während andere homogene Gänge als erhabene Mauern aus den Tuffwänden herausragen.

1) HEIM, Ueber Bergstürze. Zürich 1882.
2) POLLACK, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien 1882, S. 575.
3) HEIM, Mechanismus der Gebirgsbildung, I, S. 331.

Bergstürze und Steinschläge beobachtet man nicht selten in der Wüste, wo durch physikalische Verwitterung und Deflation alle Abhänge angegriffen werden.

Eine zweite Gruppe von Bodenbewegungen sind die **Abrutschungen des Gehängeschuttes**, die im Princip und auch oft in der Praxis kaum von Steinschlägen oder Bergstürzen zu trennen sind; nur bewegen sie sich im Allgemeinen in sehr langsamem Tempo.

Heim hat mit Nachdruck betont, dass die abräumende Thätigkeit der Erosion nicht von oben nach unten, sondern von unten nach oben wirkt. Dass also der im Thale fliessende Fluss oder Bach die untersten Schuttmassen hinwegräumt, und dass infolgedessen die darüberliegende Masse des Gehängeschuttes in einer zur Flussrinne senkrechten Richtung thalabwärts, dem transportirenden Wasser zugleitet.

Diese Abrutschung[1] des Verwitterungsschutts ist in der Regel ein so langsam verlaufender Vorgang, dass seine Wirkung oft erst nach vielen Jahren erkannt werden kann. In anderen Fällen wird er unterbrochen von relativ rascheren Bodenbewegungen.

Durch solche langsame Abrutschungen werden in den Alluvialschichten der Erdrinde kleine Ueberschiebungen, Faltungen, Stauchungen, Durchknetungen erzeugt, die oft irrthümlicherweise als Wirkung von Gletscherdruck beschrieben worden sind. Das bekannte **Hakenwerfen** aufgerichteter Schichten, bei denen die ausgehenden Schichtenköpfe thalabwärts umgebogen sind, und viele scheinbare Faltungen in thonigen Bodenarten, die von Th. Fuchs[2]) zuerst erkannte Erscheinung, dass Flussschotter in terassenförmigen Stufen absinken, gehören hierher.

Eine dritte Gruppe von mehr lokalem Charakter umfasst die **Schlammströme** oder Murrbrüche. Auf[3]) stark geneigtem Boden, und bei Anwesenheit grosser Schuttmassen kann unter dem Einfluss rascher Schneeschmelze oder nach heftigem Regen das gesammte Schuttmaterial eines Thales so aufgeweicht werden, dass es sich als ein teigartiges Gemenge von $^1/_3$ Wasser und $^2/_3$ Schlamm und Steinen, wie ein dicker Brei thalabwärts bewegt, und weite Strecken überschüttet.

Im Tropenlande wird der meiste gebildete Schutt durch eine dichte Vegetationsdecke zusammengehalten und den Angriffen der transportirenden Kräfte entzogen. Unaufhaltsam schreitet aber unter dem Einfluss starker Niederschläge die chemische Verwitterung weiter, lockert immer tiefere Gesteinsschichten und erzeugt jene oft 100 m mächtige Decke, an Ort und Stelle zersetzter, Verwitterungsprodukte. Reichliche[4]) Niederschläge und eine hohe Lufttemperatur sind nothwendig für diesen Vorgang der Tiefenzersetzung oder **cumulativen Verwitterung**.

---

1) v. Hoff, Geschichte der natürl. Ver., III, S. 19.
Reyer, Jahrb. k. k. Geol. R.-A. Wien 1881, S. 431.
St. Hunt, Americ. Journal 1883, II, S. 211.
v. Lasaulx, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1879, S. 467.
Bischoff, Lehrb. d. ph. und chem. Geologie, S. 472, 548.
Balzer, Neues Jahrb. für Min. 1875, S. 15.

2) Th. Fuchs, Jahrb. k. k. Geol. R.-A. Wien 1872, S. 309.

3) Neumayr, Erdgeschichte, I, S. 421.

4) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 112.

4. Ablation und Transport.

Während in dem Fall der cumulativen Verwitterung der gesteinsbildende Vorgang mit dem Verwitterungsprocess abschliesst, während bei der Bildung vulkanischer Gesteine, wie wir in einem späteren Abschnitt zu zeigen haben, die Folge lithogenetischer Processe mit dem Transport an der Erdoberfläche beginnt — schaltet sich in der Regel zwischen Verwitterung und Transport die Ablation[1] ein. Das durch Verwitterung gelockerte, leicht bewegliche Gesteinsmaterial wird durch transportirende Kräfte vom Erdboden aufgehoben, und dann weiter geführt. Aber bei der engen Verknüpfung von Ablation und Transport, bei dem untrennbaren Zusammenhang, in welchem beide Vorgänge meistentheils stehen, scheint es berechtigt, die Ablation nicht isolirt zu betrachten, und dieselbe zusammen mit dem Transport zu behandeln.

Nur bei ganz weichen, lockeren Gesteinen kann die Denudation ihr Werk ohne Verwitterung beginnen, in der Regel wird vorher durch physikalische, chemische und organische Veränderungen die Härte und Konsistenz des Gesteins vermindert. $^5/_8$ der Erdoberfläche ist mit Wasser bedeckt und kein Theil des Festlandes, selbst nicht die trockenste Wüste, ist absolut frei von atmosphärischen Niederschlägen. Daher ist die chemische Verwitterung vom Pol bis zum Aequator, wenn auch mit wechselnder Kraft überall wirksam. Enger ist das Verbreitungsgebiet der physikalischen Verwitterung, denn Temperaturschwankungen sind nur auf dem Festland zu beobachten und der Grund des Meeres ist ihrer Wirkung vollständig entzogen. Noch enger ist die Wirkungssphäre der durch Organismen bedingten Verwitterung, denn dieselbe wird im Wesentlichen durch die festländischen Pflanzen bewirkt, und das Thierreich nimmt nur in der Brandungszone und gewissen Theilen der Flachsee einen merklichen Antheil daran.

Die weite Verbreitung chemischer Veränderungen bei allen Verwitterungsvorgängen macht es verständlich, dass die Verwitterung in ihren wesentlichen Charakteren über die ganze Erde hinweg gleichartig verläuft. So verschieden auch die rothe Farbe des Laterits von dem Gelbbraun des Lehmes ist, im Grunde genommen sind beide Produkte doch sehr nahe verwandt.

---

1) v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende, S. 135 f.

Wenn die Denudation nur aus Verwitterung bestände, so würde sie über die ganze Lithosphäre hinweg einen ziemlich gleichartigen Charakter besitzen, und nur geringe regionale Unterschiede zeigen. Aber durch die grosse Verschiedenartigkeit der Transportkräfte ergeben sich Unterschiede für den Charakter der Denudation, die so in die Augen fallen, dass man den Denudationsvorgang nach dem Vorherrschen der einen oder anderen Transportkraft leicht und ohne Mühe unterscheiden kann. Der Transport zersetzter Gesteinsmassen, die Art der Ablation, die Art der Verfrachtung, und die Einwirkung der transportirten Fragmente auf den Untergrund, (die wir als Corrasion bezeichneten), sind grundverschieden, je nachdem Wind, fliessendes Wasser, Gletschereis oder Meereswellen dabei thätig sind, und infolgedessen unterscheiden[1]) wir darnach auch 4 verschiedene Typen der Denudation:

1) Verwitterung (chemische, physikalische, organische)
2) Ablation
3) Transport } = Denudation: I. durch den Wind = Deflation
4) Corrasion
II. durch fliessendes Wasser = Erosion
III. durch Gletschereis = Exaration
IV. durch das Meer = Abrasion

1) Anmerkung: Ich muss über die hier gebrauchten Begriffe und Worte einige historische Bemerkungen hinzufügen: Denudation ist ein, in der englischen Literatur (s. B. POULETT SCROPE Considerations on volcanos 1825, S. 221) seit Langem gebrauchtes Wort, dessen sinngerechte Bildung (denudo, entblösse) sich vollkommen deckt mit dem Begriff der Abtragung gelockerten Materials von der Aussenseite der Lithosphäre und der Entblössung der unzersetzten frischen Gesteinsoberfläche. Nachdem es LYELL in seinen Principles of Geology 1872, S. 104, v. RICHTHOFEN in seinem Führer für Forschungsreisende 1886, S. 499, CREDNER in seinen Elementen der Geologie 1891. S. 233, KAYSER in seiner Allgemeinen Geologie 1893, S. 279 in dem angegebenen Sinne gebraucht hat, ist seine Einführung in die deutsche geologische Literatur geschehen, und das von STUDER in seinem Lehrbuch der Physikal. Geographie und Geologie 1844, S. 333 gebrauchte Erosion, welches noch vielfach synonym angewandt wird, konnte daher nicht als allgemeiner Begriff festgehalten werden.

Mit einiger Konsequenz hat man vielfach neuerdings das zuletzt genannte Wort Erosion auf die denudirende Thätigkeit des rinnenden Wassers angewandt. So lange man nur die denudirende Thätigkeit des Regenwassers und Schmelzwassers als exogene geologische Kraft kannte, durfte man Erosion in jenem allgemeineren Sinne gleich Denudation setzen, aber seitdem man die Thätigkeit der Gletscher, des Meeres, des Windes erkannt hat, und in ihnen mächtige denudirende Kräfte zu sehen sich gewöhnte, muss das Wort Erosion sich mit einer etwas weniger umfassenden Bedeutung begnügen.

Schon POULETT SCROPE spricht 1826 von der „abrasive" force of the ocean. Dann hat RAMSAY die Denudation durch das Meer als eine bemerkenswerthe geologische Kraft betont, G. DAVIDSON hat (Proc. Calif. Acad. Sci. Mai 1873) dafür Abrasion gebraucht und v. RICHTHOFEN hat das Wort Abrasion weiter eingeführt, um damit die denudirende Thätigkeit der Brandung zu bezeichnen (Führer für Forschungsreisende 1886, S. 356). Das Wort ist rasch in die Literatur übergegangen.

Für die denudirende Thätigkeit des Windes habe ich das Wort Deflation gebildet (Abh. der K. Sächs. Ges. der Wissensch. 1891, Bd. XVI, S. 382), das von CREDNER und KAYSER in ihre Lehrbücher ebenfalls aufgenommen wurde.

Leider ist es mir nicht gelungen in der Literatur ein entsprechendes Wort für die Denudation durch Gletschereis zu finden. Das vielfach gebrauchte „Glazialerosion" können wir aus den oben angeführten Gründen nicht anwenden, denn Erosion ist von altersher eine Bezeichnung für die Thätigkeit des fliessenden Wassers, und ist nur in den letzten Jahrzehnten auch auf andere Vorgänge über-

I. Die auf der Landoberfläche am weitesten verbreitete Transportkraft ist der Wind. Vom Pol bis zum Aequator, von der Meeresküste bis zu den eisigen Gipfeln des Hochgebirges, überall beobachten wir bewegte Luft; und wenn man ihre denudirende Thätigkeit lange Zeit hindurch nicht recht gewürdigt hat, so liegt das daran, dass in Mitteleuropa die meisten Flächen des Landes mit Vegetation überzogen sind, welche das darunter liegende Gestein vor der ablatirenden Thätigkeit des Windes schützt. Selbst in den Wüsten, wo die Deflation alle anderen Denudationskräfte übertrifft, hat man die Thätigkeit des Windes mehr in der Corrasion als in der Ablation erblickt, und daher die Denudationskraft des Windes, die Deflation sehr unterschätzt.

Von den Gegenden[1] eines hohen Barometerstandes strömt die Luft nach den Gebieten geringeren Luftdruckes. Diese Ausgleichsbewegungen in der Atmosphäre nennen wir Wind, und unterscheiden die vertikale von der horizontalen Luftbewegung. Vertikale Luftbewegungen sind für das ganze Tropengebiet charakteristisch. Unter dem Einfluss der starken Erwärmung steigt hier beständig die Luft nach oben, und leitet dadurch jene Luftcirkulation ein, die wir als Ursache der Passatwinde noch zu besprechen haben. Auf engerem Raume sehen wir vertikale Luftströmungen in den Wirbelwinden und Cyklonen. Dieselben entstehen nicht durch entgegengesetzte Windströmungen, die sich aneinander reiben, sondern sind die Kanäle,[2] durch welche nach oben oder nach unten ein Ausgleich verschieden dichter Luftschichten erfolgt. Lange Zeit hindurch können verschieden schwere Luftschichten in labilem Gleichgewicht verharren. Wird aber an einer Stelle das Gleichgewicht gestört, dann findet von hier aus eine ausgleichende Luftströmung statt. Hierbei werden grosse Mengen verwitterten Gesteinsmaterials (Staubes) vertikal emporgetragen.

Am 10. Juni 1858 beobachtete vom Rath[3] bei Königswinter eine Staubsäule, welche nach der Höhe des Drachenfelsens auf 600 m geschätzt werden konnte. Durch mächtige kreisende Windströmungen wurden grosse Mengen von Staub und Erde emporgehoben, die schwereren Theile fielen wieder herab, leichteres Material wurde zu beträchtlicher Höhe getragen. Als der Wirbelwind den Rheinspiegel erreichte, hob er eine grosse Wassermasse 6—10 m hoch empor.

Bei Gospa am Persischen Golf beobachtete Wolkowitz[4]) oft Windhosen, welche den Staub hoch emporwirbelten; ihre transportirende Thätigkeit erlahmte, sobald sie auf pflanzenbewachsenen Boden wanderten; und wenn sie einen Fluss überschritten, so hoben sie das Wasser empor.

---

tragen worden. Da die abhebende vorwärtsschiebende und einschneidende Thätigkeit des Gletschereises sich gut vergleichen lässt, mit der Wirkung eines Pfluges (arare pflügen), welcher lockeres Material abhebt, bewegt, und weiterschiebt, der aber auch in festere Gesteine Ritzen und Schrammen einzugraben vermag, so werde ich in den folgenden Betrachtungen die denudirende (d. h. ablatirende und transportirende und corradirende) Thätigkeit des Gletschereises als Exaration bezeichnen.

1) Mohn, Grundzüge der Meteorologie, S. 127.

2) Reye, Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen 1880.

3) Poggend. Annalen, CIV, S. 632.

4) Annal. für Hydrogr. 1887, S. 437.

Das trockne[1]) Staubmaterial wird in den amerikanischen Wüsten oft durch Wirbelwinde bis zu grossen Höhen aufgewirbelt. Diese schwankenden und sich drehenden Staubsäulen, oft 600—1000 m hoch, die sich wie Rauchwolken von der Ebene erheben, sind eine charakteristische Erscheinung jener Gegenden. Nach COLLADON tragen solche Tromben Staub und Sand bis in Höhen von 700 m, dort wird derselbe von horizontalen Luftströmungen verstreut.

PICTET[2]) beobachtete am 2. Juni 1873 bei Abassieh in der Nähe von Cairo die Entstehung eines Wirbelwindes. Um 10 Uhr 5 M. Vormittags begann die drehende Luftbewegung, 10 Uhr 15 M. steigerte sie sich, 10 Uhr 30 M. war die Trombe 20 m hoch, 11 Uhr 500 m hoch. Die Umdrehungsgeschwindigkeit betrug an der Peripherie 10—12 m. Um 11 Uhr 50 M. begann die Windhose bei leichtem Südwind langsam zu wandern, um 12 Uhr Mittags war sie stationär und erreichte eine Höhe von 1000 m. Um 2 Uhr wanderte sie langsam nach Osten, 3 Uhr 30 M. verschwand sie am Mokattamgebirge. Die ganze Zeit hindurch hatte die Trombe beständig Staub und Sand emporgewirbelt. Nach FERREL[3]) sind alle Windhosen hohl, d. h. die emporgetragenen Fremdkörper schweben nur in ihrer Peripherie.

Ich habe in den ägyptischen und nordamerikanischen Wüsten vertikale Wirbelwinde sehr häufig beobachtet; oft zogen 3—6 Tromben hintereinander über die Ebene.

In Centralasien[4]) und besonders in allen Lössgegenden ist oft bei vollkommener Windstille die Luft mehrere Tage lang gelb und undurchsichtig. Am meisten haben diese Eigenschaft die Staubstürme, welche jedem Besucher von Tientsin und Peking wohl bekannt sind. Der Wind weht dann von Centralasien her. Wenn er sich beruhigt, bedeckt sich Alles mit einer feinen gelblichen Staubschicht. In Shensi, wo die Luft nur selten klar und durchsichtig ist, hat die ganze Landschaft einen gelben Ton.

Der Boden des Landes Khotan ist meist sandig und ganz frei von Steinen. Er ist sehr fruchtbar und verdankt dies dem Umstand, dass der feine Staub durch die Luftströme von der Wüste herbeigeführt und auf den Ebenen abgelagert wird. Auch wenn kein Wind wehte, war die ganze Atmosphäre so dick mit Staub erfüllt, dass JOHNSTON am Mittag Licht anzünden musste um grossen Druck zu lesen. Der niederfallende Staub war von ausserordentlich feiner Beschaffenheit, von heller Farbe und gleich zu Pulver geriebenem Thon.

Der rothe Staub, der an der Westküste von Nordafrika die Luft auf Tagereisen trübt, und der Schifffahrt sogar als Nebel gefährlich werden kann (Passatstaub) besteht nach EHRENBERG[5]) bis zu $^1/_6$ des Volumens aus Diatomeenresten, die zwar auf einen festländischen Ursprung schliessen lassen, aber doch die Herkunft des Staubes noch nicht erklären.

1) RUSSEL, Rep. U. S. Geol. Survey, III, S. 197.
2) PICTET, Archives des Sc. Phys. et. Nat. 1879, S. 37.
3) FERREL, Americ. Journal 1881, II, S. 48.
4) v. RICHTHOFEN, China, I, S. 97.
5) EHRENBERG, Abh. Acad. d. Wissensch. Berlin 1846, S. 269. Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. 1862, S. 533.



Die ausgedehnte Vegetationsdecke verhindert es in unserem Klima, dass Wirbelwinde eine bemerkenswerthe Wirkung ausüben. Aber in den vegetationslosen Gebieten der Hochalpen sind vertikale Luftströmungen wieder von grosser Bedeutung. THEOBALD[1]) beobachtete 1865 auf der Calanda, dass Kalkschieferstücke von mehreren Zoll Durchmesser einen Fuss hoch durch einen Wirbelwind emporgehoben wurden; und STUR[2]) macht auf die Bedeutung vertikaler Luftströmnngen für die Bildung gewisser Lehmarten in den Alpen aufmerksam. Fast überall wo horizontale Winde an einen Widerstand stossen, erzeugen sie gleichzeitig auch eine vertikale Luftbewegung, und so kömmt es, dass alle verwitterten Massen, Sandkörner und Staub emporgewirbelt und dann von dem Wind horizontal weiter getragen werden. Es kommt hierbei die Thatsache zur Geltung, das die Dichte[3]) von Staubtheilchen, mag sie auch in Wirklichkeit die Dichte der Luft erheblich übersteigen, durch eine Gashülle vermindert wird, die an ihrer Oberfläche haftet, und ihnen bei ihren Bewegungen folgt.

Die horizontale Luftbewegung, oder der „Wind" im engeren Sinne, erfolgt in vielen Regionen der Erde aus einer bestimmten Richtung, die man die vorherrschende Windrichtung nennt. Eine Zone von Windstillen, die tropische Kalmenregion zieht sich in einer Breite von 300—1000 km um den Aequator. Nördlich derselben, etwa bis zum 30. Breitengrad weht das ganze Jahr an der Oberfläche des Meeres der Nordostpassat, während auf der südlichen Halbkngel zwischen Kalmen und 30° Breite der Südostpassat herrscht. Die Passatzone wird dann weiter nördlich bezw. südlich von einer anderen Windstillenregion begrenzt, jenseits deren westliche Winde herrschen.

Dieser gesetzmässige Verlauf der Winde wird aber durch kleine und grosse Festländer in bemerkenswerther Weise abgeändert. Indem[4]) diese Flächen im Winter stark erkalten, im Sommer aber um so stärker erwärmt werden, verwandeln sie sich abwechselnd in Regionen des stärksten und des niedrigsten Luftdruckes, und werden dadurch bald der Ausgangspunkt für kalte, schwere und trockene Landwinde, bald ein Sammelpunkt für leichtere, feuchte Seewinde.

Mässiger[5]) Wind	durchläuft	in	einer	Stunde	7,5	km
starke Brise	"	"	"	"	20	"
frischer Wind	"	"	"	"	32	"
schwerer Wind	"	"	"	"	45	"
Sturm	"	"	"	"	55	"
Orkan	"	"	"	"	110	"
schwerer Orkan	"	"	"	"	160	"

Wenn sich die Luftbewegung an der Erdoberfläche reibt, so vermindert sich ihre Geschwindigkeit. HERGESELL[6]) beobachtete in Strassburg an der 144 m hohen Spitze des Münster eine durchschnittliche Windgeschwindigkeit von 6 m in der Sekunde, während gleichzeitig auf einem 100 m hohen Turm eine geringere Geschwindigkeit zu er-

1) Jahrbuch Schweizer Alpenklub 1868, S. 534.
2) STUR, Verhandl. Geol. Reichsanstalt Wien 1872, S. 185.
3) THOULET, Océanographie, I, S. 164.
4) CZERNY, Petermanns Ergänzungsheft Nr. 48, S. 3.
5) Archiv für Seewesen 1866, S. 85.
6) Verh. d. X. deutschen Geographentages, S. XXI.

kennen war, die sich an klaren Tagen auch hier bis über 6 m steigern kann, während in tieferen Luftschichten eine wesentliche Abnahme durch die Reibung erfolgt.

Da diese Hemmung der Windgeschwindigkeit und Windstärke besonders durch Wälder und andere Vegetationsdecken erzeugt wird, so beobachtet man in vegetationslosen Wüsten schon an der Erdoberfläche sehr beträchtliche Geschwindigkeiten der Luftbewegung, und daraus erklärt sich die grosse Bedeutung der Deflation in der Wüste.

Nach Sokoloff[1]) transportirt ein Wind von der Geschwindigkeit von

4,5— 6,7 m in der Sekunde,	Sandkörner von 0,25 mm	Durchmesser
6,7— 8,4 „ „ „ „	„ „ 0,50 „	„
8,4— 9,8 „ „ „ „	„ „ 0,75 „	„
9,8—11,4 „ „ „ „	„ „ 1,00 „	„
11,4—13 „ „ „ „	„ „ 1,50 „	„

Kein Wunder also, dass die deflatirende Wirkung des Windes gewaltige Massen verwitterten Materials aufhebt und weiter transportirt.

An der Ostseite[2]) von Gibraltar wird der Dünensand durch Stürme nahezu 1000 m hoch getragen.

In Mexiko[3]) werden 600 m hohe Sandwolken beobachtet.

Andrau[4]) berichtet von einem, trockenen, rothen Staub führenden Wind bei 38° C. auf der Rhede von Tunis im Juli 1844.

Duthieul erlebte einen Staubwind im Mai 1857 in Bagdad. Die Sonne, durch den Staub verdunkelt, hatte die Blässe des Mondes. Der Staub drang in die Zimmer. Der Himmel war roth gefärbt, wie bei einer Feuersbrunst. Der Wind hatte um 3 Uhr begonnen, und nach Sonnenuntergang verminderte sich der ziegelrothe Staub noch immer nicht. Der Sturm bildete keine Trombe, sondern eine gleichmässige Staubdecke. 300 km südlich von Bagdad herrschte derselbe Staubwind gleichzeitig mit solcher Heftigkeit, dass englische Reisende bei Hilleh 4 Stunden lang, das Gesicht auf der Erde, liegen bleiben mussten.

Contjean[5]) beobachtete bei Corinth eine Höhlung von 3 m Höhe nnd 8 m Breite, deren Entstehung durch Deflation leicht zu beweisen ist, da heftige Winde noch jetzt diese Höhlung erweitern, indem sie Sandbröckchen abtragen.

Eine grosse Menge von Beispielen für die ablatirende Thätigkeit des Windes und die Transportkraft der Deflation hat Czerny[6]) gesammelt. Auch Schirmer[7]) hat eine Anzahl Beispiele aus der Sahara zusammengestellt.

Duveyrier[8]) beobachtete am 28. April 1861 eine ungeheuere röthliche Sandwolke, aussehend wie eine gewaltige Feuersbrunst, welche

1) Sokoloff, Comptes Rend. Acad. Paris C. 1885, S. 473.
2) Scharenberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1854, S. 593.
3) Virlet d'Aoust, Bull. geol. 1857, nach Neues Jahrb. f. Min. 1859, S. 218.
4) Dove, Das Gesetz der Stürme 1873, S. 69.
5) Contjean, Compt. Rend. Acad. Paris 1889, S. 1208.
6) Czerny, Petermanns Erg.-Hefte, X, S. 34.
7) Schirmer, Le Sahara 1893, S. 144.
8) Duverier, Les Touareg du Nord, S. 40.

von SW nach NO mit der Geschwindigkeit eines heftigen Windes wanderte.

Am 29. Januar 1874 erlebte JORDAN[1]) einen 30 Stunden anhaltenden Samum. Der Sand prasselte in Stössen, die sich ungefähr alle 10 Sekunden wiederholten, wie ein Platzregen gegen die Leinwand, welche wie ein feines Sieb wirkte, und einen ganz feinen Staub in Menge durchliess.

Am 19. April 1887 ritt ich über die Ebene von Burdess an der Sinaihalbinsel. Das Wetter war klar, die Luft liess auf 40 km jede Einzelheit erkennen. Da wälzte sich gegen 11 Uhr von Norden her eine Nebelmasse heran, von etwa 300 m Höhe. Sie verhüllte zusehends einen Berg nach dem anderen, und nach 20 Minuten war ich in einer so dichten Stanbwolke, dass man nicht 200 Schritt weit sehen konnte. Nach kurzer Zeit zogen Sandwolken über meine Karawane hinweg mit solcher Kraft, dass man sich kaum auf dem Kamelrücken halten konnte.

Sogar weit hinaus ins Meer wird der Sand und Staub vom Wind getragen. Am[2]) 21. September 1885 bemerkte v. BENKO vom Schiffe aus eine riesige Sandwolke, welche sich von der arabischen Küste gegen Aden bewegte und weiter seewärts wälzte.

Schmetterlinge[3]) und Heuschrecken werden von Afrika aus bei Westwind 700 km weit in den Atlantik getragen. Es kommen zwar auch an den Argentinischen und Chinesischen Küsten Staubnebel auf offener See vor, aber nirgends so küstenfern wie westlich von Afrika, das durch die intensive Hitze vertikale Luftströmungen so hoch emporsendet.

Nicht[4]) geringen Einfluss auf die Denudation von Kerguelensland hat der vorherrschend wehende, fast orkanartige Westwind. Er verhindert an den ihm ausgesetzten Berggehängen die Vegetation, indem er Pflanzen und Humus von ihrer Unterlage losreisst, und die Felsfläche dem Regen bloslegt. Bei heftigen Stürmen ist die Luft erfüllt mit *Azorella*rasen, Sand und Humustheilen, welche der Orkan losgerissen hat.

Das Nackte[5]) der Felsmassen hoher Gipfel und Rücken in den Alpen erhält sich in vielen Fällen nur durch den Wind, der alle aufgelockerten Theile, in welchen die Vegetation Fuss fassen könnte, wegführt. Es ist die heftige Bora, welche die Plateaufläche des Karstes reinfegt, es ist grösstentheils der Mistral, der nach Ausrottung der Wälder, die Kalkgebirge bei Toulon und eines grossen Theiles der Provence von aller Dammerde entblösst hat.

In Wüstengebieten, wo die denudirende Wirkung des Windes jede andere Transportkraft überwiegt, lassen sich auch Zahlen für die Intensität der Deflation gewinnen. Nach den Beobachtungen von FLINDERS PETRIE[6]) ist bei Daphnae in Aegypten ein Hügel von 10 bis 12 m Höhe innerhalb 2000 Jahren durch den Wind abgetragen

---

1) JORDAN, Kölnische Zeitung 15. April 1874.
2) v. BENKO, Die Reise S. M. Schiffes Frundsberg 1888, S. 61.
3) DINKLAGE, Ann. für Hydrographie 1889 und 1890.
4) STUDER, Forschungsreise der Gazelle, III, S. 77.
5) STUDER, Lehrbuch der Phys. Geogr. und Geol., S. 334.
6) FLINDERS PETRIE, R. Geogr. Soc. 1889, S. 647.

worden; bei Tell Nebesheh eine Erdschicht von 2,5 m in 2600 Jahren. Bei Kantara am Sueskanal wurde ein Fundament in historischer Zeit um 12 m entblöst. Darnach würden dort pro Jahrhundert durchschnittlich 10 cm abgetragen.

II. Da die transportirende Thätigkeit des Windes durch eine geschlossene Vegetationsdecke verhindert wird, so unterliegen der Deflation nur die Wüsten, die Polargebiete und die Hochgebirge in stärkerem Masse, während in unserem Klima das fliessende Wasser die vornehmste Transportkraft ist, und demgemäss die Erosion am häufigsten beobachtet werden kann.

Ueberall[1]) wo Wasser oder Eis der Luft eine freie Oberfläche darbietet, geht ein Theil desselben in Dampfform über, d. h. verdunstet. Die Grösse der Verdunstung ist um so höher, je trockener die Luft nnd je höher die Temperatur ist; auch die Bewegung der Luft erhöht die Menge des verdunsteten Wassers. In Cumana verdunstet jährlich eine Wasserschicht von 3520 mm, in der Wüste[2]) von Californien von 1—2 m, in Holland von 600 mm. Nach AGASSIZ[3]) verdunstet an einem Gletscher im Jahre eine 3500 mm dicke Eisschicht.

Die bei der Verdunstung entwickelten Dämpfe haben das Bestreben, sich als selbstständiger Dunstkreis über die Erde zu verbreiten, aber da die Atmosphäre dem Durchgang der Dämpfe einen Widerstand entgegensetzt und sich niemals im Zustand vollkommener Ruhe befindet, so ist die Vertheilung des Wasserdampfes in der Luft eine sehr ungleichmässige. In Sibirien beobachtet man 0,4 mm Dampfdruck, während er im äquatorialen Afrika auf 26 mm steigt.

Die Feuchtigkeit der Luft fällt als Regen, Than, Schnee und Hagel zur Erdoberfläche herab, aber verschiedene Regionen zeigen sehr verschiedene Regenmengen. Die grösste Menge, mit 14,200 mm im Jahre hat man in Cherrapoonjee nördlich von Calcutta beobachtet. In Sierra Leone fällt 4800 mm Regen, auf den canarischen Inseln 230 mm, in den Wüsten sinkt die Regenmenge oft bis nahe an Null, doch ist keine Gegend der Erde absolut regenlos. Auf[4]) den Capverden regnet es oft 3 Jahre lang gar nicht. Im Amargosathal[5]) in Californien verirrte sich eine Goldsucherkarawane und fand ihr Ende durch Hunger und Durst. Elf Jahre später kam Dr. OWEN dahin, und konnte trotz dieser langen Zwischenzeit genau der Wagenspur der Emigranten folgen, fand ihre Lagerplätze und Feuerstellen ebenso frisch, als seien sie erst Tags zuvor verlassen, das Eisen ihrer Wagen vollständig erhalten. Es muss also in dieser Zeit wenig oder gar kein Regen dort gefallen sein.

Während das Tropengebiet durch eine hohe Luftfeuchtigkeit und starke Regenmenge ausgezeichnet ist, kann man[6]) zwischen dem 30° und 40° N. Br. und dem 20° und 30° S. Br. eine Wüstenzone um die Erde herum verfolgen mit geringen Niederschlägen. Das dort

1) MOHN, Grundzüge der Meteorologie, S. 66 f.
2) CHATARD, Bull. U. S. G. S. Nr. 60, II. S. 57.
3) HEIM, Handbuch der Gletscherkunde, S. 221.
4) CHALENGER, Narrative I, S. 183.
5) R. MUENCH, Natur. 1876, S. 427.
6) MURRAY, Scott. Geogr. Magaz. 1887.

fallende Regenwasser wird verdampft, ehe es das Meer erreicht — die Gegend ist abflusslos.

Die atmosphärischen Niederschläge verdunsten zum Theil wieder sofort in die Luft, ein anderer Theil wird von Organismen aufgenommen, ein Theil dringt in die Erde um beim Verwitterungsprocess zur Bildung wasserhaltiger Mineralien verbraucht zu werden, ein anderer Theil endlich fliesst als Flusswasser dem Meere zu. Man nimmt an, dass in England $^1/_3$ des Regens als Flusswasser abläuft, in Europa $^1/_3$—$^1/_4$, im Flussgebiet des Mississippi $^1/_4$, in Aljaska $^1/_4$. Im Nilgebiet erreicht nur $^1/_{37}$ des Regens das Mittelmeer, denn der Nil erhält auf seinem Lauf durch die afrikanischen dürren Wüsten keine neuen Zuflüsse.

Nach den Berechnungen von MURRAY beträgt die

Regenmenge von	Afrika	in einem Jahr:	23,288 klm³
„ „	Europa	„ „ „	5,772 „
„ „	Asien	„ „ „	22,364 „
„ „	Nordamerika	„ „ „	15,256 „
„ „	Südamerika	„ „ „	29,196 „
„	des gesammten Festlandes:		117,388 „

Davon wird ungefähr: 8728 klm³, also $^1/_{15}$ durch die grösseren Flüsse dem Meere zugeführt.

Dass das fliessende Wasser eine grosse Denudationskraft darstellt, ist seit Langem bekannt; jeder Regentag giebt Gelegenheit sich davon zu überzeugen. Chemisch löst das Wasser allerlei Salze auf, mechanisch schwemmt es gelockerten Gebirgsschutt herab, und beträchtlich ist die Menge der Substanz, welche durch die Flüsse dem Meere zugeführt wird.

Nach GEIKIE würde Europa durch seine Flüsse in 2 Millionen Jahren bis zum Meeresspiegel abgetragen werden.

Die Donau[1])	denudirt	ihr Flussgebiet	um	1 m	in	22 591	Jahren
der Nil	„	sein „	„	1 „	„	17 785	„
der Mississippi	„	„ „	„	1 „	„	15 800	„
der Ganges	„	„ „	„	1 „	„	7 781	„
die Rhone	„	ihr „	„	1 „	„	5 042	„
der Hoangho	„	sein „	„	1 „	„	4 831	„
der Po	„	„ „	„	1 „	„	2 405	„

Infolge des Salzgehaltes des Meerwassers wird der grösste Theil der Flusstrübe an der Mündung der Flüsse abgesetzt, aber ein, wenn auch kleiner Theil feinen Schlammes gelangt bis weit in die Fluthen des offenen Meeres.

Das Wasser des Congo[2]) ist 660 km von der Küste durch die starke Abnahme des spec. Gewichts zu erkennen. Die braune Farbe des Seewassers lässt sich bis 440 km beobachten, und über 370 km trieben eine Menge Schilfstücke und verschlungene Baumgruppen mit ihren Wurzeln; diese schwimmenden Inseln haben zuweilen 50 m Durchmesser.

---

1) WALLACE, Island Life, S. 208
READE, Americ. Journal 1885, XXIX, S. 291.
2) v. SCHLEINITZ, Ann. für Hydrographie, II, S. 301.

VERRILL[1]) fand im Verlauf des Golfstromes immer, mehr oder weniger grosse, Mengen von feinem Quarzsand im Wasser schwebend. Auch im Oceanwasser fern von allen Küsten fand MURRAY[2]) noch Spuren von Thon, und so kann man schliessen, dass eine kleine Menge festländischen Materials selbst bis in die mittleren Regionen der grossen Oceanbecken gelangt.

So sehen wir also, dass die Erosion, nicht minder wie die Deflation, eine wichtige Transportkraft für verwittertes Material darstellt, und ihren Einfluss von dem Herzen der Festländer bis in die grössten Tiefen des Meeres geltend macht.

Von Wichtigkeit für die Stärke der Erosion ist nicht allein die absolute Wassermenge, die innerhalb eines Jahres fällt, sondern auch die zeitliche Vertheilung dieser Niederschläge. Ein Fluss[3]), welcher periodisch anschwillt, übt eine viel grössere erodirende Kraft aus, als ein solcher, welcher bei gleicher mittlerer Wassermenge, stets dieselbe Wassermasse führt. Das Flussbett gestaltet sich nach der Vertheilung der Kräfte bei Hochwasser. Beispiele hierfür sind die breiten, geröllbedeckten Flussbetten (Fiumaren) der sicilischen Wasserläufe, die in der Regel nur wenig Wasser führen. Eine grosse Rolle spielt die Erscheinung in allen Wüsten, deren Thäler (Uadi) oft Jahrzehnte trocken liegen, ehe sie wieder einen Tag lang von Wasser erfüllt werden. Trotz ihrer Seltenheit üben die Wüstenregen doch eine stark denundirende Kraft[4]) aus, die durch Deflation kräftig unterstützt wird.

Ueber die Coloradoschlucht in Arizona berichtet GILBERT[5]), dass zu Zeiten des Hochwassers das in einen engen Kanal zusammengedrängte Wasser allen Schutt mit stürmischer Gewalt hinwegnimmt und davonträgt. Die seltenen Regen haben hier eine sehr bedeutende Kraftleistung vollzogen, nnd die enge, an manchen Stellen 300 m senkrechte Schlucht des inneren Thales ist wesentlich ein Werk der Erosion.

III. Im Polargebiet und im Hochgebirge bestehen die atmosphärischen Niederschläge wesentlich aus lockerem staubenden Schnee, der sich unter dem Einfluss der Wärme und des Druckes zu körnigem Firnschnee und endlich zu blauem Gletschereis verwandelt, das in jenen Regionen als wichtigste Transportkraft auftritt. Unter der Firnmulde dringt das Eis als Gletscherstrom hervor und fliesst langsam zu Thale. Im Polargebiet verhüllt das Gletschereis als Binneneisdecke fast das gesammte festländische Areal.

Der Unteraargletscher	fliesst täglich	0,14 m	—	0,21 m
das Eismeer	„ „	0,21 „	—	0,68 „
das grönländische Binneneis bei Jakobshavn		15,00 „	—	22,00 „

Bei dieser Bewegung denudirt das Eis grosse Mengen von Schutt und Schlamm; diesen Vorgang nennen wir Exaration.

Jeder[6]) Gletscher repräsentirt eine grosse transportirende Kraft; das von ihn verfrachtete Gesteinsmaterial wird unter dem Namen

1) VERRILL, Americ. Journal 1882, S. 449.
2) MURRAY und RENARD, Challenger Deep Sea Deposits, S. 338 f.
3) v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende, S. 153.
4) WALTHER, Denudation in der Wüste, S. 11.
5) GILBERT, Americ. Journal 1876, II, S. 19.
6) BRUECKNER, Vergletscherung des Salzachgebietes 1887, S. 9.

Moräne zusammengefasst. Der Gletscher trägt die auf seinen Rücken von den Thalgehängen herabfallenden Felsmassen als Oberflächenmoräne thalabwärts; ruhig, ohne sie beim Transport irgendwie durch Bewegung zu runden, oder auch nur ihre Ecken zu bestossen. Daher besteht die echte Oberflächenmoräne fast ausschliesslich aus eckigem Materiale, das in keiner Weise von dem Gehängeschutt unterschieden werden kann. Ist sie doch selbst nichts anderes als Gehängeschutt, der zufällig nicht auf den festen unbeweglichen Thalboden, sondern auf die Oberfläche eines langsam thalabwärts schreitenden Gletschers fiel. Der Gletscher schleppt ferner Felstrümmer unter sich an seiner Sohle als Grundmoräne fort. Die Grundmoräne besteht aus einer Eisschicht, die ganz und gar mit Gesteinsfragmenten und Schlamm imprägnirt ist, sie erscheint als ein Conglomerat mit eisigem Bindemittel. Die Geschiebe sind bald grosse Blöcke, bald nur kleine Brocken. Die Mächtigkeit der Grundmoräne ist sehr verschieden; sie betrug am Stampflkees im Zillerthal 4—5 m, eine Mächtigkeit, die in den Alpen wohl nicht allzuoft erreicht werden dürfte.

Grundmoräne findet sich nicht nur an der Sohle des Gletschers, sondern überall dort, wo der Gletscher mit dem Gestein seines Bettes in Berührung kommt, also auch in den dem Ufer benachbarten Eisschichten. Am Hornkees im Zillerthal betrug ihre Mächtigkeit 4—5 m, und im kleinen, durch Lawinen gespeisten Blaueis bei Berchtesgaden führte sie gekritzte Geschiebe.

Diese mit dem Gletscher fest zusammengefrorene Grundmoräne wird, eigentlich selbst einen Theil des Gletschers bildend, vom Gletscher unter dem Druck der auf ihr lastenden Eismassen über den Untergrund hinweggeschleift. Es drücken sich die Unebenheiten desselben im gefrorenen Schlamm als langgezogene Furchen ab, die man, etwa in Randklüften an Stellen, wo der Gletscher scharf um eine Ecke herumzubiegen gezwungen ist, und thalabwärts etwas vom Ufer absteht, gelegentlich bis zu mehreren Metern Länge findet.

Unebenheiten des Untergrundes, wohl auch eine Differenz in der Geschwindigkeit, mit der die einzelnen Eisschichten sich bewegen, bewirken eine Verschiebung der Theile der Grundmoräne unter einander, und weil diese Verschiebung unter hohem Druck stattfindet, so reiben sich die einzelnen Geschiebe aneinander und am Untergrunde, und bringen so die charakteristischen Schrammen, sowie eine Abrundung und Politur hervor. An einem Vorsprung des Gletscherbettes bleibt wohl eine Zeit lang ein Stück hängen. Der Gletscher rückt vor, während das Geschiebe zurückbleibt,[1]) und zurückbleibend seine Nachbarn aufzuhalten sucht, bis der sich steigernde Druck von hinten das Hinderniss überwindet, oder eine Veränderung der Lage der Grundmoränengeschiebe zu einander die Umgehung des Hindernisses gestattet.

Bei diesem Processe können Vorsprünge des Gletscherbettes losgelöst und der Grundmoräne einverleibt werden. Selten wird ein Stück des Bettes glatt abbrechen, meist werden die Bruchflächen anderen, bereits vorhandenen Richtungen der geringsten Cohärenz folgen. So bieten sich durch den Abbruch eines Hindernisses der andrängenden Grundmoräne sofort neue dar; zumal wenn die Schichten senkrecht

1) Niles. Americ. Journal 1878, XVI, S. 367.

stehen, oder von senkrechten Klüften durchzogen werden, so schafft eine ausgebrochene Zacke immer wieder eine neue. Solche ausgebrochene, exarirte Felsstücke tragen auf einer Seite einen Gletscherschliff mit parallelen Schrammen, wie sie sich sonst nur auf anstehendem Gestein finden, während die anderen Seiten durch fast unveränderte Bruchflächen gebildet werden. Die Art der Bewegung der Grundmoräne erzeugt eine Unmasse von Schlamm, der die Grundmoräne ganz durchzieht.

Da wo das Gletschereis schmilzt, mischt sich die Seitenmoräne mit der Grundmoräne, und es entsteht die Endmoräne, d. h. das nach Beendigung des Transports abgelagerte Material. Ein Gletscher, dessen Seitenmoränen 20 m hoch und breit sind, und dessen Grundmoräne 100 m breit und 2 m dick ist, transportirt bei einer Geschwindigkeit von 50 m im Jahr, in dieser Zeit 30,000 Kubikmeter Schutt zu Thale.

Im Polargebiet fliesst das Binneneis in einzelnen Gletscherzungen direkt ins Meer. Durch die Bewegungen und den Auftrieb des schweren Seewassers bricht die frei ins Meer ragende Eiszunge ab, und schwimmt als Eisberg davon. Diese Eisberge werden durch Meeresströmungen weit nach dem Aequator zu verfrachtet. Eisberge des Baffinsmeeres gelangen bis 35° N. Br., und Eisberge des Südpolarmeeres ebenfalls bis 35° S. Br. Man nennt die Linie, bis zu welcher solche Eisberge getragen werden, die Treibeisgrenze.

Mehrfach hat man beobachtet, dass Eisberge Sand und Steine trugen. Im August 1827 traf COUTHOUY[1]) über der grossen Neufundlandsbank einen 15—20 m hohen und 300 m langen Eisberg, der durch die Wellen um seine Achse hin und her rotirt wurde. In den Seiten des Eises sah man grosse Felsblöcke und Erdmassen eingefroren.

Am 27. April 1829 traf derselbe Beobachter in der Mitte des Golfstromes einen Eisberg, auf dessen Seiten man einen grossen erdfarbenen Streifen und viele dunkle Flecken erkannte, die von grossen Steinen herrühren mochten.

Eisberge[2]) stranden in Menge auf dem, 270—330 m tiefen, untermeerischen Rücken, welcher sich von Island nach Ostgrönland erstreckt. Ein solcher Eisberg war 60 m hoch, bei 345 m Umfang.

Man hat die Bildung der Neufundlandbänke darauf zurückgeführt, dass beständig nordische Eisberge daselbst stranden, und ihre erratisch transportirten Steine sich allmälig am Meeresboden anhäufen. Aber die Untersuchungen von THOULET[3]) haben dargethan, dass die Gesteine des dortigen Meeresbodens aus der Zerstörung anstehender Felsen entstanden, und durch den Fluss Cabot ins Meer getragen worden sind.

Kapitän BAYFIELD[4]) hat in der Bellislestrasse einen Eisberg untersucht, der mit Blöcken, Kies und Sand ganz durchsetzt war. DARWIN[5]) beobachtete in einem Eisberg einen 4 m dicken Felsblock.

---

1) Americ. Journal 1842, S. 155.
2) PETERMANNS Mitth., Bd. XXVI, S. 312.
3) THOULET, Bull. Soc. Géogr. de France 1889, II, S. 17.
4) nach Neues Jahrbuch für Mineral. 1839, S. 214.
5) Journal Geograph. Soc. 1839, S. 526.

Eine Eisscholle, der LAUBE[1]) bei Grönland begegnete, trug eine Last Steine. In der Mission Lichtenau hat man Fluorit, Zeolith und Weichstein auf dem Eise gefunden. Am 10. März trieb ein grosser Eisberg vorbei, der einen eingeschlossenen Felsblock mit sich führte.

Der TALISMAN[2]) fand bis nach den Azoren Globigerinenschlick mit erratischen Gesteinen, an denen man Trilobitenfragmente, und sogar Gletscherschliffe beobachtete.

Dagegen berichtet Kapitän NARES[3]): Sämmtliche Eisberge, denen wir im antarktischen Ocean begegneten, waren merkwürdig frei von Felsstücken und Steinen obgleich der Meeresboden überall mit erratischem Material bedeckt ist.

In geringerem Masse transportirend wirkt das Scholleneis, welches aus gefrorenem Meerwasser entsteht. Das Eis bildet sich in der Ostsee am Grunde, friert mittelgrosse Steine[4]) mit ein, und trägt dieselben bei Beginn des Frühlings in das Meer hinaus. Wenn das am Ufer gebildete Wintereis Blöcke umschliesst, so können dieselben auch transportirt werden. Ein schwerer Block an der Südküste Finnlands wurde im Winter 1837—38 nach der Insel Hochland auf diese Weise verfrachtet

IV. Dieses letztere Beispiel leitet uns über zu der vierten Transportkraft, den Meereswellen, deren denudirende Thätigkeit wir als Abrasion bezeichnen.

Die Zerstörung[5]), welche der Wellenschlag an weicheren Küstengesteinen verursacht, rühren nicht allein von dem mechanischen Stoss her, als vielmehr von dem steten Wechsel des Wasserspiegels. Es bildet sich dadurch eine seewärts gerichtete Strömung, der Sog, in den Spalten und Oeffnungen des Gesteins, welche den Boden auflockert und das gelockerte Material entführt.

Auch FUCHS[6]) macht auf diese durch Wasserstau entstehende, seewärts gerichtete Strömung aufmerksam. Bei jedem Sturme kann man beobachten, dass anfangs nur eine schmale Zone trüben schlammigen Wassers vorhanden ist, die sich aber immer mehr verbreitert, indem immer mehr das aufgewühlte Material seewärts geführt wird.

BRAZIER[7]) fand 1871 an der Westseite von Fitzroy am Strand eine 2 m breite und 2 m hohe Muschelanhänfung von 20 m Länge. Ein Sturm wusch die ganze Bank fort, und bei einem zweiten Besuch fand er nur feinen weissen Sand.

Die sandige Küste von Wangeroog[8]) wurde von 1836—1853 in jedem Jahr um 26 m abgespült, und später scheint der Abbruch des Ufers noch stärker geworden zu sein.

---

1) LAUBE, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. Wien 1873, II, S. 29.
2) PETERMANNS Mitth. 1883, XXX, S. 69.
3) PETERMANNS Mitth. XX. S. 464.
4) ACKERMANN, Beiträge zur Phys. Geogr. der Ostsee 1883.
5) HAGEN, Seeuferbau, II, S. 7.
6) FUCHS, Verh. Geol. Reichsanstalt Wien 1877, S. 225.
7) Journal of Conchologie 1879.
8) HAGEN, Seeuferbau, II, S. 5.



An den Küsten[1] von Medoc ist das Ufer in den Jahren

1818—1830	um	180	m	d.	h.	um	15	m	pro Jahr
1830—1842	„	350	„	„	„	„	29	„	„
1842—1845	„	105	„	„	„	„	35	„	„

zurückgewichen.

Welche Gewalt die Wasserbewegung am Meeresstrand erreichen kann, das lehren Steinblöcke[2]) von 36,000 kg, welche beim Dammbau zu Biarritz 1867 während eines Sturmes durch die Brandung um 12 m fortgewälzt wurden. Bei Barrahead (Hebriden) wurde ein Gneissblock[3]) von 12 kbm fortgerollt.

So werden nicht nur Schlamm und Sand, sondern auch schwere Felsblöcke von den Meereswellen verfrachtet. Freilich erstreckt sich diese Fortbewegung für den gewöhnlichen Sand und Schlamm der Küste nur auf geringe Tiefen. Denn nach DE LA ROCHE-PONCIÈ[4]) ist das Wirkungsgebiet der Küstenströmung bei frischer Brise 5 m, bei Sturm nur 10 m tief.

Auf der Chesilbank[5]), die 32 m unter Wasser liegt, wird das grobe Geröll zuweilen durch die Wellen in Bewegung gesetzt. Höhere Wellen verlieren ihre Klarheit, wenn sie auf Untiefen von 12—15 m kommen.

Spuren einer Brandung hat man bei hohem Wellengang sogar auf dem 500 m tiefen Wyville-Thomsonrücken beobachtet; so tief also wird der Boden des Meeres gelegentlich aufgewühlt.

Freilich scheint, wie in so vielen anderen Dingen, der Gegensatz zwischen Flachsee und Tiefsee auch hier zur Geltung zu kommen, und der Meeresboden der Tiefsee ist wahrscheinlich unberührt von den vertikalen Wellenbewegungen.

Eine viel weitere Wirkungssphäre haben die horizontalen Bewegungen im Meer, die wir hier nicht in dem speciellen oceanographischen, sondern im weiteren Sinne als Strömungen bezeichnen wollen.

Horizontale Strömungen entstehen leicht am Meeresufer. Gemeinhin[6]) laufen die Wellen etwas schräge gegen das Ufer auf, und jeder Wellenschlag, der das Ufer nicht ganz senkrecht trifft, veranlasst eine, dem Strand parallel laufende Strömung. Dadurch rücken Sand und Kieskörnchen längs des Strandes etwas vor, und werden durch die Uferströmung in der Richtung der vorherrschenden Winde transportirt. Dieser Küstenstrom hat die Tendenz, jede Lücke des Ufers durch eine Sandbank oder Nehrung zu schliessen, und unsere deutsche Ostseeküste bietet viele Beispiele für diesen Vorgang. Die Putziger Nehrung, welche die Danziger Bucht nach Nordwesten begrenzt, ist eine unvollkommene Nehrung, während die Sanddünen, die das Frische und Kurische Haff begrenzen, bis auf kleine Flussdurchlässe vollkommen geschlossen sind.

Süsswasserströme, die in das Meer münden, rufen hier eine oft sehr ausgedehnte Strömung hervor. Eine Folge dieser Strömung sind jedenfalls die submarinen Flussrinnen, die man vielfach beobachtet,

---

1) Ausland 1862, S. 1032.
2) JUELG, Mitth. d. Geogr. Ges. zu Wien 1885, S. 417.
3) HAGEN, Seeuferbau, I, S. 117.
4) KELLER, Zeitschrift für Bauwesen. Berlin 1881.
5) HAGEN, l. c. I, S 102.
6) HAGEN, l. c. I, S. 254—260.

ohne dass bisher die besonderen Umstände ihre Bildung in jeder Hinsicht vollkommen erklärt wären:

Das Bett des Hudson[1]) lässt sich als untermeerisches Thal von der 35 m-Linie bis zur 180 m-Linie (240 km von der Küste) verfolgen.

Auch an der Pacifischen Küste[2]) von Nordamerika bilden sich an der Mündung des Salinas in der Morterey Bai, am Sta. Barbara Channel bei Pt. Huanema, an der Mündung der Laguna Muga, an der Carmel Bai, bei Pt. Delgado, Pt of Gorda und Cap Mendeino submarine Thalrinnen.

Das submarine Bett des Congo[3]) ist 200 km lang und 1000 m tief eingeschnitten. Das Bett des Bassam (Bottomless Pit) ist 7 km lang und 400 m tief. Die Fosse de l'Avon östlich von Lagos ist weniger ausgeprägt, die Fosse du Cap Breton ist 10 km lang und 250 m tief.

Da auch in den Schweizer Seen ähnliche Rinnen vorkommen, handelt es sich hierbei wohl um ein hydrodynamisches Phänomen.

Für die Verfrachtung der Flusstrübe und anderer Sedimente im Meer spielen die horizontalen Strömungen eine grosse Rolle. Die braune Farbe des Congowassers[4]) ist 450 km weit zu spüren und 400 km von der Mündung beobachtet man eine Menge Schilfstücke und verschlungene Bäume. Manche dieser schwimmenden Inseln hatte 100 m im Durchmesser. Sie schwimmen meist am Rande des Stromes.

Der rothbraune Schlamm des Congo[5]) wird durch den Benguelastrom, mit Mangroveinseln und Baumstämmen, gelegentlich 650 km weit bis nach St. Thome getrieben.

Am besten untersucht ist der Einfluss des Golfstromes auf die Vertheilung der Sedimente. Diese Strömung fliesst in der Stunde[6]) durchschnittlich 6 km, so dass sich in dieser Zeit 200,000 Millionen Kubikmeter Wasser bewegen. Infolgedessen ist im Gebiet[7]) der heftigeren Strömung bei Florida der Meeresboden fast reingewaschen und zeigt sogar nur wenig organisches Leben. Die Gebiete der warmen Strömung sind durch Kalksedimente ausgezeichnet, während nach v. Pourtalès die Grenzen der von Norden kommenden kalten Strömung mit Quarzsand bedeckt erscheinen.

Weitere Angaben über Strömungsprodukte finden sich vielfach in der geographischen Literatur zerstreut[8]).

Diese 4 verschiedenen Transportkräfte sind natürlich nicht immer scharf geographisch voneinander zu trennen. Besonders das Litoralgebiet ist durch das Miteinanderauftreten derselben ausgezeichnet. Es

1) Lindenkohl, Americ. Journal 1885, I, S. 478, Karte.
2) Davidson, Bull. Californian Acad. Science 1887, S. 265.
3) Forel, Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 1887.
Graf Zeppelin, Verh. d. X. deutschen Geographentages 1893, S. 96.
4) Forschungsreise der Gazelle, I, S. 63.
5) Kruemmel, Oceanographie, II, S. 400.
Pechuel-Loesche, Loango, I, S. 46.
6) Bartlett, Americ. Journal 1882, II, S. 479.
7) Agassiz, Three Cruises of the Blake, I, S. 277 und 279.
8) Gumprecht, Zeitschr. für Allg. Erdkunde, 1854, S. 409.
Das. 1856, S. 339.
Challenger, Report. Botanic, III, Appendix.

kann vorkommen, dass dasselbe Quarzkorn durch norwegische Gletscher nahe an das Meer, dann durch Schmelzwasser in den Ocean getragen, hier durch die Wellen wieder ausgespült und endlich vom Winde zur Düne aufgeschüttet wird. Ebenso sind Erosion und Deflation fast überall aufs Engste verknüpft, und nur ein sorgfältiges Studium vermag zu entscheiden: wieviel Leistung von der einen Kraft, wieviel von der anderen ausgeübt worden ist. Im Allgemeinen wird die Erosion am weitesten verbreitet angetroffen werden, doch auch die Deflation wirkt überall, wo bewegte Luft hingelangt und wo der Erdboden ständig oder vorübergehend von Vegetation entblösst ist.

---

5. Die Corrasion.

Durch die ablatirende und transportirende Thätigkeit von Wind, Wasser, Eis und Wellen werden alle lockeren Erdmassen von der Oberfläche der Lithosphäre abgeräumt und abgetragen. Es entstehen hierbei Denudationsflächen auf der Lithosphäre, deren Form theilweise durch den Charakter der denudirenden Kräfte, theilweise durch die Eigenschaften des denudierten Gesteins bedingt werden. Wir haben diese Denudationsformen und Denudationsflächen noch in einem folgenden Abschnitt zu besprechen, und werden sehen, dass dieselben sich oftmals so ähnlich sehen können, dass es schwer ist, aus ihrer blossen geometrischen Form einen Schluss zu ziehen auf die Denudationskraft, die sie erzeugte. Ein durch Deflation gebildeter runder Hügel kann soviel Aehnlichkeit besitzen mit einer durch Abrasion entstandenen flachen Klippe, oder einem durch Exaration abgehobelten „echten" Rundhöcker, dass es in jedem Fall von besonderem Werth ist, wenn man an anderen Begleiterscheinungen der Felsform, den Charakter der sie bildenden Denudationskraft erkennen kann. Solche Erkennungszeichen bieten uns am leichtesten die Erscheinungen der Corrasion[1]), die wir hier vergleichend betrachten wollen.

Der Wind leistet zwar seine Hauptarbeit, indem er die Bruchstücke des durch die Sonne gelockerten Granites von der Felsenoberfläche abhebt und davonträgt, aber dann schleudert er seine Sandkörner gegen jedes ihm entgegenstehende Hinderniss, und polirt die Oberfläche der Wüstenkiesel; und diese beiden, in der Praxis untrennbaren Vorgänge fassen wir als Deflation zusammen. Der angeschwollene Gebirgsbach reisst schwere Felsblöcke vom Ufer ab und trägt sie polternd zu Thale, aber indem er weitereilt, runden sich die Kanten der Geröllstücke, der mitgeflösste Sand glättet die Bachsohle, und diese beiden denudirenden Vorgänge sind als Erosion wohlbekannt. Das Gletschereis trägt auf seinem Rücken eine schwere Last scharfkantiger Felsblöcke und nimmt von der Stossseite der Hügel, über die es hinweggleitet, alle lockeren Stücke mit hinweg; dann aber schleifen diese mitgeführten erratischen Blöcke die Unterlage des Gletschers und bedecken sie mit den charakteristischen Schliffen und

1) Nach freundlicher Mittheilung von Prof. S. Guenther findet sich das Wort „corrosione" zuerst bei Zandrini, Giornale dei Letterati d'Italia 1710.

Kritzen, beide Erscheinuugen zusammen bezeichnen wir als Exaration. Und wenn wir die aufgeregten Wellen der Brandung mächtige Stücke vom Ufer abreissen und weiter rollen sehen, so beobachten wir zu gleicher Zeit, dass die von der Brandung transportirten Gerölle sich gegenseitig abrunden und auch die Felsen des Gestades mächtig angreifen, und wir erkennen, dass die Abrasion nicht nur transportirt, sondern gleichzeitig mit ihrer Fracht die Felsen bearbeitet.

Die im vorigen Abschnitt beschriebenen Transportkräfte tragen also nicht nur das durch Verwitterung gelockerte Material davon, sondern zu gleicher Zeit wirken sie abnutzend auf die Bahn, über welche sie hinwegschreiten. Wir fassen diese Begleiterscheinung der Denudation als Corrasion[1]) zusammen. Aber wir müssen schon hier betonen, dass die Corrasion eine geringfügige denudirende Leistungsfähigkeit besitzt gegenüber der rein abhebenden, transportirenden Thätigkeit der Denudationskräfte. Die Masse des Moränenmaterials, welche ein Gletscher zu Thale trägt, überwiegt bei weitem die Menge der Felsmasse, welche das gleitende Eis durch Schleifen von seiner Unterlage entfernt; die Summe von Geröll, welche der Sturzbach aufnimmt und davonträgt, ist viel bedeutender, als die Menge des Schleifpulvers, welches durch die Reibung der Flussgerölle am Flussbette abgetragen wird; und die abtragende Wirkung des Wüstenwindes ist eine viel wichtigere Kraft, als die wetzende Thätigkeit der mitgeführten Sandkörner. Eine Denudationskraft muss schon denudirt haben, ehe sie mit dem verfrachteten Material Corrasionswirkungen ausübt.

Aber die Corrasionsschliffe, so unbedeutend ihre abtragende Wirkung auch ist, bieten andererseits überaus charakteristische Merkmale für die Bestimmung einer einst wirksamen Transportkraft. Einen Gletscherschliff kann man von einem Sandschliff wohl unterscheiden, und dieser ist mit einem Wasserschliff nicht zu verwechseln. Deshalb können wir, selbst wenn eine Transportkraft nicht mehr thätig ist, ihre einstige Anwesenheit aus den Corrasionserscheinungen leicht erschliessen.

I. Die ersten Beobachtungen über die Corrasion durch den Wind hat W. P. Blake[2]) veröffentlicht. Dann hat solche Newberry[3]), beschrieben, später haben sich Gilbert[4]), Enys[5]), Stone[6]), Oldham[7]), die Naturforscher der Challengerreise[8]) und Andere, mit dem Problem beschäftigt. In den letzten Jahren ist nach dem Auffinden von „Kantengeröllen" im Norddeutschen Diluvium, das Problem viel besprochen worden.

Der Sand[9]), welcher mit einiger Kraft gegen eine Felsenfläche geschleudert wird, greift deren Oberfläche an; jedes Sandkorn wird

1) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 136.
2) Americ. Journal, II. Ser., XX, 1855, S. 180.
3) Geol. Ives-Expedition, S. 17 und 24, 1861.
4) Americ. Journal 1875, S. 151.
5) Quaterly Journal Geol. Soc. London 1878, S. 86.
6) Americ. Journal 1886, S. 133.
7) Rec. Geol. Survey of India, XXI, 1888, S. 159.
8) Challenger Narrative, I, S. 373.
9) Thoulet, Annales der Mines, Paris 1887, März-April.

zum Wurfgeschoss und reisst ein Stäubchen von der Fläche ab, und wenn sich dieser Vorgang unaufhörlich wiederholt, so bedeckt sich die Felsenoberfläche mit charakteristischen Skulpturen. Sogar der Praxis hat man diese Kraft dienstbar gemacht, um Glasplatten matt zu schleifen, und anzubohren. TILGHMANN[1]) liess Quarzsand unter einem Druck von 7 Atmosphären gegen verschiedene Gesteine blasen und fand, dass in der Minute und bei einem Abstand von 25 mm,

von Granit	24,58	kbcm
„ Marmor	49,17	„
„ Sandstein	163,9	„

abgetragen werden.

Bei einem Druck von 20 Atmosphären wurde in 25 Minuten ein 37 mm grosses Loch durch eine 37 mm dicke Korundplatte geblasen. Methodische Experimente stellte dann THOULET[2]) an, indem er mit Hilfe eines sinnreichen Apparates alle Elemente des Sandgebläses bestimmte. Er fand hierbei folgende Thatsachen: die Corrasion ist proportional der Menge des angewandten Schleifpulvers.

Eine glatte Fläche ist widerstandsfähiger als eine rauhe Oberfläche.

Sandkörner, die durch Corrasionswirkung gerundet worden sind, wirken weniger kräftig als eckige Fragmente.

Die Dimension der Körner spielt nur eine geringe Rolle, doch nimmt die Stärke der Corrasion mit der Korngrösse etwas zu.

Kalksand übt keine Wirkung auf Kieselgesteine, Kalksand nützt Kalk ebenso ab wie Quarzsand Kieselgesteine, am stärksten aber wirkt Quarzsand auf Kalkstein.

Die Corrasion ist proportional der Kraft des Windes. Die Corrasion ist umso stärker, je senkrechter die Sandkörner auf die Felsenfläche aufprallen; sie nimmt rasch an Intensität ab, wenn die Fläche unter 60° geneigt ist.

Bei gleicher Härte sind homogene oder mikrokrystalline Gesteine widerstandsfähiger als grobkörnige heterogene Felsarten.

Feuchte Gesteinsflächen werden stärker angegriffen als trockene Felsen.

Kein Gestein[3]) ist so gleichmässig gebildet, dass es nicht geringe Härteunterschiede in seinem Gefüge erkennen liesse. Diese ursprünglichen Differenzen bedingen es, dass verschiedene Felsarten so verschiedene Schliffmarken erhalten.

Granitische Gesteine werden durch den Sand in der Regel so corradirt, dass die weicheren Feldspäthe blatternarbige flache Vertiefungen bilden, zwischen denen die härteren Quarze erhaben sind. Bei porphyrischen Gesteinen können die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspäthe ebenfalls vertieft erscheinen, während ebensolche Quarzkrystalle über die geglättete Grundmasse hervorragen.

Kalkstein erscheint oftmals auf dem Querbruch ganz homogen, während er aus übereinanderliegenden Schichten besteht, die dem Auge nicht sichtbar verschiedene Härte besitzen. Solche härtere Schichten

1) Revue de Géologie, IX, 1870, S. 16.
2) THOULET, l. c., S. 12 f.
3) WALTHER, Denudation in der Wüste, S. 93.

werden durch Sandcorrasion sehr plastisch ausgespart und ragen mit gerundeten Kanten oft 1 cm über die glatten Rinnen der weicheren Schichten heraus.

Der grosse Sphinx bei Giseh ist ein gutes Beispiel, wie durch Infiltration von Eisensalzen der ursprünglich gleichmässig weiche Kalkstein riesige Verhärtungsringe erhalten hat, die durch das Sandgebläse allmälig herausmodellirt wurden. Auch im Uadi Maghara an der Sinaihalbinsel sind Sandsteine mit ähnlich entstandenen kreisförmigen Skulpturen bedeckt.

Rundliche Manganconcretionen wittern, unterstützt vom Sandgebläse in Menge aus dem Nubischen Sandstein Aegyptens heraus, und bedecken in grosser Zahl die Denudationsfläche desselben.

Ebenso werden Kiesel- und Feuersteinconcretionen aus den Kreidekalken der ägyptischen Wüsten herausmodellirt. Zwischen Assiut und el Chargeh fand SCHWEINFURTH die Wüstenebene mit Feuersteinbroden von bis 1 m Durchmesser übersäct, die von den Arabern als Batich bezeichnet werden.

Kein Gestein ist der Deflation gegenüber so widerstandsfähig, als Feuerstein, verkieselter Kalk, Jaspis und ähnliche Kieselverbindungen. Sie finden sich als Versteinerungsmittel, als Concretionen, als Gänge und Cement ganzer Schichtenbänke oft in den Sedimenten Aegyptens. Wie nach dem Tode eines Wirbelthieres die Weichtheile verfaulen und entfernt werden, während die darin vertheilten Knochentheile zusammensinken und als Knochenhaufen übrig bleiben, so werden diese härteren Theile in den Gesteinen durch Deflation isoliert; was früher in einer grösseren Felsmasse vertheilt war, ist durch Deflation des weicheren Gesteins nebeneinandergerückt und die mit dem charakteristischen Fettglanz des Sandschliffes bedeckten härteren Theile liegen jetzt dichtgedrängt auf der eingeebneten Felsmasse, während das, sie früher trennende, Gestein in alle Winde zerstreut wurde.

Von ursprünglichen Härteunterschieden müssen wir noch die Versteinerungen nennen, welche oft härter als das umgebende Gestein, durch das Sandgebläse herausmodellirt werden. Besonders wenn die Fossilien etwas verkieselt sind, kann man diesen Vorgang am besten beobachten. Bei Nummulitenkalk beobachtet man bisweilen die Nummuliten auf 3 cm hohen Stielen. Austern und Gastropoden, Korallen und Seeigel findet man so herausgeblasen. Und da dieser Vorgang in der Wüste immer weiter geht, da ganze Schichtenserien durch Deflation entfernt werden, während nur die härteren Versteinerungen übrig bleiben, so entstehen dadurch jene relativ so fossilreichen Wüstengebiete. Bald reiten wir drei Stunden lang über ein Pflaster von Nummuliten, bald ist der Boden weit und breit mit Exogyren übersäet, bald überraschen uns unzählige Echinolampas. Aber dieser Versteinerungsreichthum der Wüste ist oftmals nur ein scheinbarer, weil die Fossilien eines grösseren, deflatirten Schichtenverbandes, auf die Denudationsebene projicirt werden, und desshalb so häufig sind.

Charakteristisch für alles Sandgebläse ist ein milder, fettiger Glanz, den fast alle durch Flugsand corradirten Gesteine erhalten. Dieser Glanz ist auch im trockenen Zustand der Steine zu erkennen, während bekanntlich wassergeschliffene Kiesel getrocknet meistens ohne Glanz erscheinen. Porphyr und Sandstein, Feuerstein und Kalk

sind mit diesem firnissartigen Glanz überzogen; eine Folge der, alle Unebenheiten ausgleichenden rollenden Sandkörner. Man hat daher auch von „Wüstenlack“ gesprochen.

Kalkstein wird sehr häufig ausserdem mit einer feinen mäandrischen Skulptur bedeckt, besonders auf der Leeseite der Gerölle; doch besitze ich Stücke, welche allseitig mit $^1/_2$ — 1 mm breiten vielgewundenen und vielverästelten flachen Furchen bedeckt sind.

Sehr deutlich kann man die allmälige Glättung aller scharfen Kanten an Glasscherben sehen, die einige Jahre in der Wüste lagen und während dieser Zeit alle Schärfen verloren haben. Feuersteine, die durch Insolation mit Sprungnarben bedeckt wurden, zeigen den Kampf beider Vorgänge. Jede Sprungnarbe wird vom Sandgebläse zu runden getrachtet, und indem die Sonne immer neue Sprünge erzeugt, kann man an demselben Stück das beständige Wetzen des Sandes verfolgen, und ältere von neuen Narben und Sprüngen unterscheiden.

Eine sehr auffallende Wirkung des Sandschliffes sind die Facettengeschiebe, Kantengerölle oder „Dreikanter“, die sich oftmals da finden, wo Gerölle dem Sandgebläse ausgesetzt werden. Die Oberfläche solcher Gerölle ist mit 2—6 ebenen Flächen bedeckt, die in scharfen geradlinigen Kanten aneinanderstossen, so dass eine Aehnlichkeit mit einem geschliffenen Edelstein resultirt. In der Wüste beobachtete ich nur kalkige Facettengerölle, während im Diluvialsand Norddeutschlands Granit, Porphyr, Sandstein u. s. w. als Dreikanter gefunden werden. Ein Zusammenhang zwischen der Richtung der Kanten und der Windrichtung ist nicht sicher nachzuweisen. Meines Erachtens entstehen die Facetten zuerst, und nur durch das Sichdurchschneiden benachbarter Flächen bildet sich die scharfe Kante. Man kann bei Sandwind leicht beobachten, dass der Sand in kleinen Strömen über den Boden hinwegfliesst, und dass die auf dem Boden liegenden Gerölle ebenso viele Hindernisse und Widerstände für die kleinen Sandgerinne bilden. Vor einem grösseren Hinderniss teilt sich der Sandstrom, um sich dahinter wieder zu vereinigen; oft laufen die getheilten Stromäste eine Strecke vereinzelt weiter, um dann in benachbarte Sandgerinne einzumünden. Infolge dieser Gabelung und Wiedervereinigung kleiner Sandströme werden solche Steine, auf welche zwei convergirende Sandströme stossen, mit zwei Facetten versehen, deren jede durch einen Sandstrom gebildet wurde. Indem sich diese Facetten immer mehr vergrössern, kommen sie endlich zum gegenseitigen Schneiden und bilden dadurch eine Kante. Gerölle welche constant durch gleichgerichtete Sandströme bespült werden, erhalten scharfe Kanten; wechselt aber die Richtung der Sandströme, so werden die Skulpturen undeutlich und verwischt.

Wichtig ist es, zu betonen, dass Kritzen und Schrammen, wie sie die Eiscorrasion erzeugt, durch Sandschliff niemals entstehen; wenigstens ist es mir nie gelungen, auch nur eine Andeutung davon in sandreichen Gebieten der Wüste zu bemerken.

Auf der dem Sandwind entgegengesetzten Seite (Luvseite) ist die Corrasion stärker, als auf der gegenüber liegenden Leeseite im Windschatten, dort entstehen mehr Furchen und Rinnen, hier glättet der hinabrieselnde Sand die Felsenfläche, erzeugt mäandrische Vertiefungen, ohne die Felsenfläche stärker anzugreifen.

II. Die Denudationskraft des fliessenden Wassers äussert sich nicht nur im Abtragen lockeren Schuttes, sondern auch in der Bearbeitung des Flussbettes vermittelst des transportirten Materials. Beide Vorgänge haben wir als Erosion zusammengefasst, und wollen hier die corradirende Wirkung des fliessenden Wassers betrachten.

Während die Geschwindigkeit eines Windes durch das Relief des Erdbodens, über den er hinwegfegt, wenig beeinflusst wird, so steigert sich mit dem wechselnden Neigungswinkel des Flussbettes die Erosionskraft des Flusswassers sehr erheblich; jede Stromschnelle, jeder Wasserfall sind Stellen stärkerer Erosion, und wenn der Fluss auf einer fast horizontalen Ebene dahinschleicht, wird auch seine Erosionskraft sehr gering. Ein weiterer Unterschied der Windcorrasion gegenüber der Wassercorrasion liegt darin, dass der Wind weite Flächen gleichmässig bestreicht und dadurch die Deflation zu einem regionalen Phänomen macht, während das Regenwasser sich rasch in lineargestaltete Rinnen sammelt und nur in ihnen seine erodirende Wirkung ausübt.

Wie man sich in jedem Bach leicht überzeugen kann arbeitet das fliessende Wasser dahin: alle Ecken und Kanten sowohl an den transportirten Bruchstücken wie im Bachbette abzurunden. Während wir an den kleineren Rinnsalen eines Gebirgswassers noch überall scharfkantige Blöcke, spitze Steine und rauhe Felsenflächen beobachten, sehen wir im weiteren Verlauf des Rinnsals alle Vorsprünge gerundet, und die Ecken und Kanten abgeschliffen. Auch die Bachgeschiebe verlieren allmälig ihre eckige Form, werden zu runden Kugeln oder rundlichen Scheiben, und nutzen sich immer mehr ab. Die härteren Gesteine reiben sich an weicheren Geröllen, diese verlieren mehr Schleifpulver, als jene, und so verfolgen wir im Verlauf desselben Rinnsals wie allmälig nicht nur die Dimensionen der Kiesel kleiner werden, sondern wie auch nach und nach alle weicheren Gerölle verschwinden und nnr die härteren Reibsteine übrig bleiben. Die durch Erosion erzeugten Schliffflächen sind im befeuchteten Zustand glänzend, werden aber beim Trocknen gewöhnlich matt. Nur ganz dichte Gesteine, wie Kieselschiefer, Porphyr und ähnliche Typen behalten auch im lufttrockenen Zustand ihre glatte, spiegelnde Oberfläche. Die Härteunterschiede im Gestein werden bei weitem nicht so herausmodellirt als bei der Deflation, doch ragen härtere Quarzgänge als rundliche Leisten über das weichere Gestein hervor. Denn das stürmisch herabrauschende Wasser rollt selbst schwere Blöcke, was der Wind nicht zu thun vermag. Dadurch wird aber die Corrasion bedentend verstärkt und zu der schleifenden Thätigkeit des Sandes tritt diejenige der groben Rollblöcke.

Sobald die Geschwindigkeit eines geröllführenden Baches oder Flusses durch stärkeres Gefälle sehr gross wird, so ist auch die Corrasion eine sehr bedeutende.

Der Silltunnel bei Matrei [1]) war mit einem 1 m dicken Granitpflaster versehen; aber die mit rasender Geschwindigkeit hindurchsausenden Geschiebemassen, schliffen das Pflaster so rasch ab, dass es nach einem Jahre schon erneut werden musste.

---

1) KREUTER, Zeitschrift des d. österr. Alpenvereins 1884, S. 233.

An einem Wehr am Severn[1]), das mit rothem Sandstein belegt war, wurden die Steinblöcke so corradirt, dass manche derselben in 43 Jahren 0,86—1,40 % an Gewicht verloren hatten. In allen dabei entstandenen Vertiefungen lagen noch die Reibsteine, durch deren Bewegung die Wasser corradirend gewirkt hatten.

Am heftigsten aber ist die corradirende Thätigkeit der Erosion am Fuss von Wasserfällen. Seit langen Jahrzehnten ist das Beispiel der Niagara ein classischer Beleg für die Intensitität der Denudation durch Flusswasser geworden, und die anerkannte Leistungsfähigkeit dieses Wassersturzes hat die Meinung weitverbreitet, dass das „fliessende“ Wasser eine Denudationskraft ersten Ranges sei, gegenüber welcher jede andere Denudation in den Schatten trat. Bei der geschichtlichen Bedeutung des Niagara dürfte es daher angezeigt sein, dieses Beispiel hier kritisch zu behandeln:

Das Flussgebiet der canadischen Seen umfasst etwa 600 000 qkm, also mehr als die Fläche Deutschlands. Alles Wasser, welches sich auf diesem Gebiet sammelt, drängt sich zwischen Erisee und Ontariosee in dem 48 m hohen Wasserfall zusammen.

Oberhalb des Falles ist der Fluss 2000 m breit, im Fall macht das Flussbett ein rechtwinkliges Knie, und unterhalb desselben beträgt die Breite des Flussbettes nur 250 m d. h. $^{1}/_{8}$ der Breite oberhalb des Falles. In der Sekunde stürzen 10 000 kbm Wasser über die Felsen herab. Die Ziegeninsel trennt den schmalen amerikanischen von dem breiteren canadischen Wasserfall.

Wandern wir von Niagarafalls nach der Ziegeninsel, so sehen wir oberhalb des Falles den breiten Fluss mit flachen Ufern zwischen Baumgruppen dahinfliessen. Da wo er an die Ziegeninsel und einige benachbarte Inselklippen gelangt, sehen wir eine etwa 2 m hohe Stromschnelle quer über die ganze Breite des Flusses, nnd indem wir die Inseln als Erosionsreste betrachten, erkennen wir, dass die fliessende Wassermasse sich nicht mehr als 4 m in die Niagarakalke hat eingraben können.

Der amerikanische Fall ist der jüngere, denn erstens ist oberhalb desselben das Flussbett noch mit einer Menge kleiner Inseln durchsetzt, welche das Wasser noch nicht abzutragen vermochte, zweitens erkennen wir an der Hufeisengestalt des canadischen, gegenüber der geradlinigen Kante des amerikanischen Falles, dass der letztere nicht so heftig wirkt.

Das stürzende Wasser untergräbt die 24 m dicke Bank des Niagarakalkes, indem es die darunter liegenden weichen Niagaramergel abspült. Eine Wanderung nach der „Cave of the Winds“, unter einem Arm des amerikanischen Falles zeigt uns, wie tief der harte Kalkstein unterwühlt ist, und wie heftig die wirbelnde Cirkulation der Luft und des mitgerissenen Wasserstaubes an den Felsen nagt. Die Felsenblöcke, welche an dem Fusse des Falles liegen, sind theilweise von ungeheueren Dimensionen, aber durchgängig scharfkantig. Das Wasser hat ihre Bruchkanten nicht zu runden vermocht, und die abgebrochenen Quadern liegen in einem 20 m hohen Kegel an der Seite des stürzenden Wassers.

---

1) Marten, Quaterly Journal Geol. Soc. London 1891, S. 63.

Unterhalb des Falles verengt sich das Flussbett auf den achten Theil seiner ursprünglichen Breite, und die Verengung findet ihren Ausdruck in der Wassertiefe, welche unterhalb des Falles und bis zu den Rapids etwa 50 m beträgt.

Die Schlucht ist 10000 m lang. Da man beobachtet hat, dass die Kante des Falles pro Jahr $1^1/_2$ m zurückweicht, so kann man daraus berechnen, dass die Schlucht von Lewiston bis zum Niagarafall ungefähr in 7000 Jahren gebildet wurde.

Man pflegt nun diese kräftige Wirkung, der Thätigkeit des fliessenden Wassers zuzuschreiben, und ist geneigt, das Phänomen eines Niagarafalles auch für die Bildung anderer steiler Abstürze nnd tiefer Schluchten der Erklärung zu Grunde zu legen. Allein man bedenkt nicht:

1) dass der Niagarafluss ein Gebiet von der Grösse Deutschlands entwässert, dass es also nicht genügt, aus der Tiefe eines Cañon oder eines Uadi auf eine dieselbe einst erfüllende Niagarawassermasse zu schliessen, sondern, dass man auch für die Möglichkeit eines entsprechend grossen Flussgebietes Sorge tragen muss,
2) betrachtet man das Niagaraphänomen als das Resultat fliessenden Wassers, während es sich in Wirklichkeit nur um die Wirkung fallenden Wassers handelt. Denn oberhalb des Falles ist von einer Erosionswirkung des fliessenden Wassers nur wenig zu sehen.

Eine kritische Betrachtung des Niagara lehrt uns also, dass die Denudation durch fliessendes Wasser eine unverhältnissmässig geringere Leistungsfähigkeit besitzt, als die Corrasion durch fallendes Wasser.

Wir schliessen uns Cuvier an, welcher gerade mit Rücksicht auf den Niagarafall betont[1]), dass die Kraftleistung desselben wesentlich in der Unterspülung einer Felsbank liegt, während uns so viele in weichen Schottern dahinfliessende Ströme lehren, wie geringfügig die denudirende Wirkung des fliessenden Wassers ist.

Sehr oft beobachtet man im felsigen Flussbett eigenthümliche cylindrische Vertiefungen, an deren Boden einer oder mehrere Reibsteine liegen, und die man als „Strudellöcher" oder „Riesenbrunnen" bezeichnet hat. Man[2]) findet sie in Granit, Gneiss, Glimmerschiefer, Talkschiefer, Grauwacke, Kalkstein, Dolomit; und sieht sie am häufigsten im Gebiet von Stromschnellen (Schwarzathal) oder am Fuss kleiner Wasserfälle (Imatrafall). Diese Riesenbrunnen zeigen an ihren Wänden oftmals spiralige breite Fnchen, entstanden durch die Bewegung des hinabwirbelnden Wassers. Da am Stirnrand eines Gletschers, und ebenso unter dem zerklüfteten Gletschereis leicht grössere Massen von Schmelzwasser zusammenströmen, so beobachtet man Riesenbrunnen oftmals auch in der Nähe von Glacialcorrasionen und alten Moränen. Aber es muss betont werden, dass selbst das berühmte Beispiel der Riesenbrunnen im sogenannten „Gletschergarten" von Luzern uns das Resultat fallenden wirbelnden Wassers, nicht dasjenige des Gletschereises zur Darstellung bringt, und dass man aus dem Vorhandensein

1) Cuvier, Bull. Soc. Geol. Paris 1880, S. 163.
2) v. Helmersen, Mém. Acad. St. Petersburg 1868, Nr. 12, S. 13.

eines Riesenbrunnens keinen Schluss ziehen darf auf einstige Vergletscherung des betreffenden Gebietes.

III. Dagegen zeigt das Gletschereis andere, sehr charakteristische Corrasionserscheinungen, welche die denudirende Wirkung der Exaration begleiten. Sie bestehen in einer Glättung des Gesteins und der Erzeugung feiner und gröberer scharfer Ritzen und Schrammen.

Daubrée hat die Phänomene des Gletscherschliffes experimentell untersucht und fand [1]) folgende Thatsachen: der auf die Reibsteine ausgeübte Druck, und die ihnen zu ertheilende Geschwindigkeit um das Ritzen zu beginnen, variiren in entgegengesetzter Richtung. Bei einer Geschwindigkeit unter $1/2$ mm muss der Druck auf ein rundes Geschiebe 100 kg betragen, damit es ritzt, während bei einer Anfangsgeschwindigkeit von 40 mm schon 3 kg Druck genügen.

Die Reibsteine erleiden in jedem Augenblick ihrer Bewegung Veränderungen. An den Ecken runden sie sich rasch ab, und oft sind sie nach einem Weg von 10 m zu runden Geschieben geworden, während scharfkantiger Sand gebildet wurde. Infolge dieser unaufhörlichen Veränderung verändert auch die von dem Geschiebe erzeugte Furche fortwährend ihren Charakter. Ehe das Geschiebe sehr abgestumpft ist, zieht es einen Streifen; sobald es glatt geworden ist, höhlt es eine Furche aus, deren Krümmungsradius der Gestalt des Bruchstückes entspricht. So erzeugt dasselbe Geschiebe nacheinander Streifen und Furchen, und jede Art derselben kann sich nicht über einige Meter erstrecken, ohne von einer in die andere überzugehen. Ferner folgen neue Scheuersteine ihren Vorgängern nach, und graben in die Furchen Streifen ein, die der Reihe nach wieder verwischt werden.

Man hat die Streifungen oft der Wirkung von Sand zugeschrieben, doch geht aus den Versuchen hervor, dass sie auch durch Geschiebe gemacht werden können, und zwar durch Scheuersteine von gewisser Grösse sogar viel leichter als von eigentlichem Sande; denn dieser ist bald zerdrückt, wenn er mit hinreichender Festigkeit in dem drückenden Körper festgehalten wird.

Materialien von gleicher Härte scheuern sich nicht nur gegenseitig, sondern ein verhältnissmässig weiches Gestein kann sogar ein viel härteres ritzen, wenn es unter genügender Pressung wirkt. Ziemlich reiner lithographischer Schiefer kann bei einer Geschwindigkeit von 40 cm in der Sekunde und bei einem Druck von 35 kg pro Quadratcentimeter Granit vollkommen ritzen. Die Streifen, obwohl sehr deutlich, sind feiner als im ersten Falle, und durch den feinen Staub nimmt die geritzte Fläche eine gewisse Politur an. Die durch direkte Einwirkung der Scheuersteine entstandenen Streifen sehen gewöhnlich runzelig und wie aufgerissen aus; aber der von der Zerreibung herrührende feine Staub, und das Eis, welches ihnen nachfolgt, glätten und poliren die rauhe Fläche.

Eben abgedeckte Gletscherschliffe [2]) zeigen auf den flacheren Partien die eigenthümliche Kombination von Politur und Furchung, welche von der gleichzeitigen Bearbeitung des Gesteins mit feinem

1) Daubrée, Synthetische Studien zur Experimentalgeologie, übersetzt von Gurlt, 1880, S. 217.

2) Finsterwalder, Zeitschrift d. d. österr. Alpenvereins 1891, S. 76.

Sand und Schlamm, und theils eckigen, theils schon gerundeten, unter grossem Druck gegen dasselbe gepressten Steinen herrührt, die zum Theil vom Eise gefasst sind, aber doch gelegentlich wieder ihre Stellung ändern können. Da in geschiebeführendem Wasser, Schlamm und Sand suspendirt sind, so entsteht keine Politur. Und da die Steine nicht einmal mit ihrem Eigengewicht, sondern mit dem, um den Auftrieb verminderten Gewicht gegen den Boden drücken, so entsteht auch keine eigentliche Furchung.

Der Boden des Gletschers [1]) wird durch die Grundmoräne je nach seiner Härte geschliffen oder aufgearbeitet. Gletscherschliffe sind in den Tauern auf schwer verwitternden quarzreichen Gesteinen, wie vor allem auf Gneiss zu Hunderten blosgelegt. Sie erscheinen als Rinnen von verschiedener Breite und Tiefe, welche der Thalrichtung folgen. Die feineren Ritzen sind in der Regel der Verwitterung zum Opfer gefallen, und treten nur dann deutlich hervor, wenn die Platte, die sie trägt, erst vor Kurzem der schützenden Moränendecke beraubt wurde, oder wenn Quarzgänge das Gestein durchziehen, auf denen sich meist Bruchstücke der feinen Linien erhalten haben.

Die Zahl nnd Deutlichkeit der Schiffe nimmt zu, je mehr man sich dem Gebiet der recenten Gletscher nähert, und je jünger entsprechend die Schliffe sind.

Auf manchem Kalkstein sind die Gletscherschliffe keine tiefen Furchen, sondern meist nur feine, oft sehr feine Ritzen, die manchmal so undentlich werden, dass es unmöglich ist, ihre Richtung festzustellen. Andere Kalksteine zeigen wieder tiefere Furchen und Schrammen. Gletscherschliffe finden sich in der Regel nur auf festem Gestein, und ganz vereinzelt ist das Vorkommen eines Schliffes auf nur locker verfestigtem Schotter.

Während rinnendes Wasser die einzelnen Mineralien zusammengesetzter Gesteine je nach ihrer Härte und Löslichkeit herauspräparirt, Kalkflächen durch chemische Einwirkung rauh macht, so dass sie der tastenden Hand eine sammtartige Oberfläche bieten — durchschneidet der Gletscherchliff harte und weiche Theile in gleicher Weise, polirt Kalkflächen, und bringt ihnen nicht selten einen prächtigen Glanz bei. Sehr merkwürdige Gletscherschrammen finden sich [2]) auf den krystallinischen Gesteinen der Klippen am Huronsee. Hier ist zwar in der Regel der Felsboden mit annähernd parallelen, langgezogenen, der Richtung des Gletschers entsprechenden Furchen nnd Ritzen bedeckt, aber dazwischen beobachtet man gebogene Linien von 1 Fuss Radius, und zwar nicht nur an Stellen, deren Oberfläche die Richtnng des Eises ablenken musste, sondern auch anf vollständig ebenem Gestein. Andere Schliffe zeigten Zickzacklinien von 30 cm Breite, wieder andere bestanden aus unzähligen kurzen gekrümmten Linien, die nach vorn concav, in der Richtung des Gletschereises hintereinander lagen.

Merkwürdig ist der Mangel von Gletscherschliffen im Himalaja. Schon GRIESBACH [3]) hat auf die ausserordentliche Seltenheit des Vorkommens von Gletscherschliffen hingewiesen. Er ist der Ansicht, dass

---

1) BRUECKNER, Vergletscherung des Salzachgebietes, S. 12.
2) ANDREWS, Americ. Journal 1883, II, S. 99.
3) DIENER, Deutsche Rundschau für Geogr. u. Stat., XVI, 4, S. 9.

die rasche Verwitterung des Gesteins unter dem Einflusse der sehr beträchtlichen Niederschläge alle derartigen Bildungen in kürzester Zeit zerstören muss. DIENER fand an einem jüngst entblössten Gletscherboden am rechten Ufer des Bamlasgletschers, 5—10 m über der Eisfläche, ausgezeichnete Schliffe.

Nach GRIESBACH fehlen auch gekritzte Geschiebe in der Hochregion des Centralhimalaja, doch konnte DIENER deren in der Grundmoräne des Topidungagletschers auffinden. Dagegen ist es allerdings richtig, dass in den modernen, wie in den älteren Glacialgebieten des Himalaja Grundmoränen so gut wie gar keine Rolle spielen. Die älteren Ablagerungen sind Oberflächenmoränen, die aus scharfkantigen oder gerundeten Blöcken bestehen, und verkittete Glacialschotter, die durch die Denudation in bizarre Erdpyramiden zerlegt werden.

Da die Gletschercorrasion oftmals mit anderen Erscheinungen verwechselt worden ist, hat PENK[1]) in einem besonderen Aufsatz auf die „pseudoglacialen" Phänomene hingewiesen. Nach ihm findet man Schliffe auch entstanden durch zusammensinkenden Gehängeschutt, herabstürzende Lawinen, durch Bergstürze und Schlammausbrüche (Murrgänge). Manche Harnische oder Rutschflächen sehen Gletscherschliffen sehr ähnlich und sind damit oft verwechselt worden. Auch Kritzen werden durch eine Reihe anderer Ursachen erzeugt. Man findet sie in Gehängeschutt, in Geröllagern, die nicht durch Eis transportirt wurden, und in Murrbrüchen.

Aber eine genauere Untersuchung lässt solche pseudoglaciale Erscheinungen leicht von Gletscherschliffen und Gletscherkritzen unterscheiden. Wie ja schon ALTHAUS[2]) im Jahre 1837 auf die Unterschiede von Harnisch, Gletscherschliff und Wasserschliff aufmerksam gemacht hat.

In Schuttströmen sind die Steine, weil nicht vom Eise gefasst, beweglicher als unter dem Gletscher; an Gleitflächen und Harnischen liegen die furchenden Vorsprünge absolut fest gegeneinander, so dass im ersteren Falle kein durchgreifender, im letzteren ein absoluter Parallelismus entsteht, während die Furchen des Gletscherschliffes zwar ziemlich parallel sind, aber sich doch nicht selten auch unter spitzem Winkel schneiden. Abgesehen davon ist die Richtung der Gletscherschliffe an den Thalwänden, parallel zur Thalrichtung, meist entscheidend gegenüber anderen Schliffen, die fast nur in der Richtung des stärksten Gefälles, also senkrecht hierzu auftreten.

Sandschliffe theilen mit den Gletscherschliffen die Politur, doch fehlen ihnen gänzlich die charakteristischen Kritzen der letzteren. Auch ist in der Regel nur die Oberseite der Gerölle durch Sand polirt, während ihre untere, in der Erde steckende Fläche, rauh oder wenigstens glanzlos ist.

Die Gestalt der Scheuersteine und der gekritzten Geschiebe ist noch weit mannichfaltiger als die der Gletscherschliffe, und als ein, allen gemeinsames, Merkmal kann höchstens die Abschleifung, oder, je nach der Gesteinsart, die Politur der Flächen gelten. Ihr Umriss ist durchschnittlich nicht annähernd so scheiben- oder eiförmig, wie der

1) PENK, Ausland 1884, S. 641.
2) ALTHAUS, Neues Jahrb. für Min. 1837, S. 536.

der Flussgerölle, sondern meist unregelmässig gestaltet, wie es durch die Aufeinanderfolge der mehr oder weniger ebenen Begrenzungsflächen bedingt ist. Je nach der Grösse der letzteren ist zumeist auch der Charakter der Oberfläche ein verschiedener. Ausgedehntere, wenig gekrümmte Begrenzungsflächen sind ganz ähnlich wie Gletscherschliffe bearbeitet, nur tritt das Kreuzen der Furchen und die Uebereinanderlagerung zweier und mehrerer paralleler Systeme häufiger ein. Kleinere und namentlich stark gekrümmte Flächen sind dagegen ganz unregelmässig, wie mit Fingernägeln zerkratzt, die Furchen sind meist kurz, gekrümmt, an einem Ende grubenartig vertieft, am anderen seicht auslaufend. Derartig bearbeitete Flächen finden sich übrigens auch an anstehendem Fels, in Gruben und Höhlungen, mitten unter den normalen Gletscherschliffen, und man wird nicht fehlgehen, wenn man diese unregelmässige Bearbeitung der Oberfläche, die übrigens bei den gekritzten Geschieben die häufigste ist, auf eine wälzende Bewegung der Steine gegen den Fels, oder gegeneinander zurückführt. Das Vorkommen gekritzter Geschiebe ist auser von der Art des Gesteinsmaterials, wie es scheint, sehr von der Grösse des Gletschers abhängig. Während auch schon ganz kleine Gletscher sehr schöne Schliffe erzeugen können, finden sich deutlich gekritzte Geschiebe nur an bedeutenderen Gletschern, und zwar treten zunächst nur grosse Exemplare derselben auf, deren Bearbeitung den Gletscherschliffen entspricht. So findet man an den Gletschern der Ostalpen nur ganz selten solche von weniger als 20 cm Durchmesser. Nur an den Gletschern des Kalkgebirges in der Ortlergruppe zeigen sich schöne kleinere Exemplare, und auch diese können nur schwer concurriren mit den zahllosen, prächtig erhaltenen Scheuersteinen, welche die alte thonige Moräne des Alpenvorlandes in jeder Dimension bis zu Nussgrösse herab enthalten. Das Material der Seitenmoräne ist mehr eckig, das der Grundmoräne wird weit vollständiger gerundet und geschliffen.

Werden Gesteinsblöcke durch schwimmende Eisberge weit hinaus in das Meer getragen, so können dieselben im flachen Wasser und auf hervorragenden Klippen leicht Glacialcorrasion erzeugen. Zu der Zeit, als man die Verbreitung der erratischen Blöcke auf schwimmende Eisberge zurückführte, ist die Frage der Eiswirkung am Meeresboden oft besprochen worden. Eine im Jahre 1844 eingesetzte Commission [1], der mehrere Polarreisende angehörten, sprach sich dafür aus, dass Eisberge am Meeresgrund wie ein Pflug lange Furchen ziehen können, und betonte, dass erratisches Material bis 40° N. Br. und 36° S. Br. getragen werde. Dagegen scheint ein auf submarinen Klippen strandender Eisberg leicht krumme, unregelmässige Kritzen zu bilden, denn im August 1827 traf Couthouy [2] auf der grossen Neufundlandsbank einen Eisberg 20 m hoch und 350 m lang, der durch die Wellen um seine Axe hin und her rotirend bewegt wurde. In den Seiten des Eises sah man grosse Felsblöcke und Erdmassen eingebettet, und auf 2 km Abstand um den Eisberg erschien das Wasser voll Schlamm und Erde, die sein Fuss am Grunde des Meeres unter weithin vernehmbaren Krachen fortwährend aufwühlte.

1) Neues Jahrb. für Min. 1844, S. 842.
2) Americ. Journal 1842, S. 155.

Das häufige Vorkommen vollkommen runder, und kritzenfreier Blöcke sowohl in der Stirnmoräne recenter Gletscher, wie in Ablagerungen glacialen Ursprungs hängt damit zusammen, dass in den Spalten eines Gletschers fortwährend grosse Mengen von Wasser circuliren und wahrscheinlich [1]) auch am Boden des Eises subglaciale Wassergerinne vorkommen. Durch sie erhalten viele Moränenblöcke dieselbe Form, und dieselbe Corrasionsoberfläche wie die in einem Gebirgsbach gerollten Kiesel. Wenn man die scharfkantigen Blöcke der Seitenmoränen betrachtet, wenn man scharfeckige Bruchstücke aus der Tiefe des Eises herausnimmt, dann überzeugt man sich leicht, dass das Eis als solches nicht im Stande ist, Blöcke, die es umfasst, vollkommen abzurunden, sondern dass diese Abrundnng eine Wirkung der im Eis circulirenden Schmelzwasserbäche ist. Als im Jahre 1890 der Märjelensee ausgeflossen war, bot sich dort die beste Gelegenheit, 50 m unter dem Eis des Aletschgletschers die Beschaffenheit der Grundmoräne, und der in Eis gefassten Felsblöcke zu untersuchen. Hier war das Vorwiegen scharfkantiger Blöcke leicht zu beobachten.

IV. Die Corrasion der Brandung ist eine nicht minder bedeutende Kraft. Es ist ungemein schwer, gerade in diesem Fall die abtragende Thätigkeit der Wellen, von ihrer scheuernden Wirkung zu unterscheiden. Wer einmal bei stürmischer See an einem mit Blöcken oder Geröllen bedeckten Strande gestanden hat, der wird sich des gewaltigen Lärmes erinnern, den die von der Brandung gewälzten Blöcke machen. Kein Wunder, das die wild durcheinander geschobenen Felsstücke einander abrunden und ihrerseits tiefe Rinnen in die Küstengesteine eingraben. Die grossen und kleinen Felsblöcke [2]), welche vom Strande herabstürzen, werden durch die Brandungswelle von der Stossseite aus zerstört, entkantet, gerundet. Zuweilen giebt ihnen der Wogenanprall eine drehende und bohrende Bewegung, durch welche, besonders wenn das Küstengestein weicher ist, kesselförmige Vertiefungen in diesem erzeugt werden. HELMERSON [3]) beobachtete, dass in Finnland überall Riesenkessel durch die Brandung ausgebohrt werden, auf deren Grund noch die Reibesteine lagen. VON MIDDENDORF [4]) fand am Weissen Meere auf der Insel Soinowetz solche Töpfe von 48 cm Tiefe und 15 cm Durchmesser, und überzeugte sich, dass sie von der Brandung erzeugt worden waren. An der Westküste der Sinaihalbinsel beobachtete ich zahllose 10—200 cm tiefe Röhren, und Töpfe in den Kalkfelsen des Ufers, an deren Grund bei Ebbe der gerundete Reibstein sichtbar war. SEMPER [5]) fand an der Ostküste von Luzon dieselben Röhren 10 m tief und 1 m im Durchmesser, mit den am Grunde liegenden Reibsteinen. HUEBNER [6]) beobachtet Aehnliches an der Küste von Natal.

Diejenigen Blöcke und kleineren Gesteinsfragmente, welche von der Brandung gehoben und geschoben werden können, werden abge-

---

1) NILES, Americ. Journal 1878, II, 366.
2) v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende, S. 339.
3) HELMERSON, Mem. Acad. St. Petersburg 1868, Nr. 12.
4) v. MIDDENDORF, Zeitschr. der d. geol. Ges. 1862, S. 243.
5) SEMPER, Zeitschr. für Allg. Erdkunde 1862, S. 85.
6) PETERMANNS Mitth., XV, S. 271.

rieben nnd glattgeschliffen. Zu gleicher Zeit werden sie hin- und hergeschoben, und bearbeiten den freiliegenden Felsboden.

An den Westindischen Inseln z. B. Eustatius, wo durch den regelmässigen Passatwind die Meereswellen ausserordentlich kräftig sind, beobachtet MOLENGRAFF, dass die Küste vielerorts mit vom Wellenschlag fast zu Kugeln abgerundeten Andesitblöcken u. a. bedeckt ist, welche von jeder kräftigen Welle mit ungeheuerer Gewalt übereinander gerollt werden. In stillen Nächten hört man diese riesige natürliche Zerreibnngsmaschiene stundenweit. Die Kraft der Blöcke ist sehr gross und der eckige Kalksand der dortigen Küste wird aus Muschelschaalen durch diese Blöcke gebildet.

Die Schliffflächen, welche durch die Meeresbrandung erzeugt werden, lassen sich nicht unterscheiden von den durch Erosion entstandenen Schliffen. Beide sind in der Regel nur in feuchtem Zustand glänzend und sind dadurch von Sandschliffen leicht zu trennen, doch findet man auch am Meere Kiesel und Gerölle von so harten, feinkörnigen Gesteinen, dass sie auch trocken glänzen.

Durch schwimmende Eisschollen kann die corradirende Kraft der Abrasion sehr gesteigert werden. Wenn sich die Küstenzone [1]) mit Eis bedeckt und diese Decke im Frühjahr zerbrochen wird, nnd mächtige Schollen gegen das Ufer stossen, so erfolgen viel stärkere Abbrüche als sonst.

Wir wollen zum Schluss noch erwähnen, dass sogar empordringende Lava Corrasionserscheinungen zu erzeugen scheint. An der Pta. del Nasone der Somma findet sich ein Lavagang, dessen Salbänder mit parallelen Streifen bedeckt sind. Da jede andere Ursache der Corrasion ausgeschlossen erscheint, so ist wahrscheinlich diese Streifung während der Eruption der zähflüssigen Lava entstanden.

Auch Felsstürze und Schlammströme üben Corrasion aus, doch laufen die dabei erzeugten Kritzen in der Regel senkrecht auf die Mittellinie der Thalsohle.

---

1) HAGEN, Seeuferbau II, S. 9.

6. Der Einfluss der Dislocation auf die Stärke der Denudation.

Die Mehrzahl der Gesteine, welche die Lithosphäre aufbauen, lassen eine Zerklüftung erkennen, welche durch horizontale Trennungsflächen bewirkt wird, und als Schichtung wohlbekannt ist. Die Schichtung und Bankung der Gesteine spielt eine grosse Rolle in den Vorgängen der Verwitterung und der Denudation. Denn man kann sich bei allen Denudationsprocessen leicht davon überzeugen, dass unter sonst gleichen Umständen ein Gestein um so leichter zerstört und abgetragen wird, je stärker es durch Schichtenfugen gegliedert ist. Deflation und Erosion, Exaration und Abrasion haben leichtes Spiel, wenn sie auf eine dünngeschichtete Felsart einwirken, denn durch die Schichtungsfugen ist ihnen der Angriffsweg vorgezeichnet, und überall vermögen sie tief in die Felsen hineinzudringen.

Aber neben der Schichtung, deren Entstehung wir in einem besonderen Abschnitt zu besprechen haben, beobachten wir an allen Gesteinen noch eine andere Art von Trennungsebenen, welche meist in vertikaler Richtung in die Felsen eindringen, oder wenigstens die Schichtungsflächen unter einem bestimmten Winkel schneiden. In jedem Steinbruch erkennen wir solche Spalten und Klüfte, mag Granit oder Sandstein, Kalk oder Lehm dort anstehen. Ungeschichtete Gesteine zeigen solche Klüfte ebenso wie dünngeschichtete Bänke, und wenn sie auch an der Oberfläche der Lithosphäre zahlreicher zu sein scheinen, so hat man doch selbst beim Bau des Gotthardtunnels überall Klüfte in der Tiefe der Erdrinde beobachten können. DAUBRÉE[1]) hat das Wort Lithoklasen für solche Spalten eingeführt, und unterscheidet Diaklasen, welche als einfache Klüfte das Gestein trennen, von den Paraklasen, oder Verwerfungen, längs deren eine Verschiebung der Felsmassen eingetreten ist.

Bei der hohen Bedeutung, welche Verwerfungen für den Bergbau haben, ist es begreiflich, dass dieselben schon längst verfolgt, mit Sorgfalt beschrieben und in ihrem gesetzmässigem Verlaufe erkannt worden sind. Es darf wohl auch als unbestrittene Ansicht ausgesprochen werden, dass alle Verwerfungen als Folge grösserer tekto-

1) DAUBRÉE, Experimentalgeologie, übers. von Gurlt, S. 270.

nischer Lageveränderungen der Erdrinde betrachtet werden müssen. Verwerfungen besitzen meist einen charakteristischen Parallelismus und lassen sich oftmals durch diese Orientirung auch zeitlich bestimmen. Erdbeben sind die Begleiterscheinungen von Dislokationen, nnd keine Verwerfnng kann entstehen, ohne dass gleichzeitig ein Beben der Lithosphäre auftritt.

Während die Verwerfungen meist grössere Dimensionen besitzen, und oftmals viele Kilometer lang verfolgt werden können, besitzen die Klüfte oder Diaklasen in der Regel nur eine geringe Länge. Aber ganz wie bei den Paraklasen können wir auch bei ihnen einen ausgesprochenen Parallelismus erkennen, und sogar nachweisen, dass sie wiederum oft mit den Verwerfungen parallel verlaufen.

Dass Verwerfungen und Klüfte eine nothwendige Folge der Erdbeben, und damit der Dislocationen sind, dafür giebt uns jeder Erdbebenbericht die Belege. Denn es bilden sich bei heftigen Erdbeben nicht nur in Gebäuden und Mauern Risse und Sprünge, sondern auch der Erdboden selbst wird durch Klüfte zerschnitten und das feste Gefüge der Lithosphäre wird gelockert. Die Spalten[1]), von schmalen Rissen bis zu breiten kilometerlangen Klüften, haben meist einen geradlinigen, bisweilen einen zickzackförmigen, selten einen krummlinigen Verlauf, entstehen oft in sehr grosser Anzahl, schliessen sich jedoch zum Theil direkt wieder. Die geöffnet bleibenden Spalten zeigen sehr häufig einen auffallenden Parallelismus, oder laufen strahlenförmig von einem Mittelpunkt. In manchen Fällen tritt eine Verwerfung der Gesteinslager auf der Spalte ein.

Es entstehen also durch Erdbeben sowohl Diaklasen, wie Paraklasen; und wenn die gebildeten Spalten sich auch vielfach wieder schliessen, so ist doch die entstandene Spaltenkluft beständig eine Stelle geringerer Festigkeit des Gesteins.

Durch den Gebirgsdruck entsteht endlich jene eigenthümliche Zerklüftung der Gesteine, die wir als Schieferung bezeichnen und durch welche eine, aus übereinanderliegenden Schichten bestehende, Gesteinsmasse in vertikale gerichtete Platten zerlegt werden kann.

Aus dem Gesagten geht also mit aller Sicherheit hervor, dass durch Dislocationen sowohl Paraklasen, wie Diaklasen, wie Schieferungsklüfte entstehen. Mit anderen Worten, durch jedes Erdbeben nnd jede Dislocation wird der davon betroffene Theil der Erdrinde in seinem Gefüge gelockert, seine Festigkeit wird vermindert.

Wir haben bei Besprechung der Denudationsvorgänge gesehen, dass die Verwitterung um so leichter arbeiten kann, je zerklüfteter und je gelockerter eine Felsmasse unter sonst gleichen Umständen ist. Die Summe der durch Verwitterung mechanisch und chemisch zersetzten Gesteins ist also um so grösser, je heftiger ein Theil der Lithosphäre von Dislocationen und Erdbeben heimgesucht wird. Die denudirenden Transportkräfte räumen Alles hinweg, was die Verwitterung gelockert hat. Infolgedessen wird die Ablation eines Gebietes um so stärker sein, je mehr dasselbe durch Dislocation zerklüftet war.

---

6) Credner, Elemente der Geologie 1891, S. 183.

I. Wenn wir auf der vegetationslosen Landstrasse dahin wandern, dann sehen wir, dass ein schwacher gleichmässig wehender Wind den darauf liegenden Staub nicht hinwegblasen kann. Sobald aber durch einen heranrollenden Wagen die Staubtheilchen verschoben und bewegt werden, dann wirbelt eine Staubwolke in die Höhe und der nach wie vor schwache Wind denudirt jetzt die Landstrasse in auffallender Weise. Die Transportkraft des Windes hat sich nicht gesteigert, und doch ist seine denudirende Wirkung eine kräftigere geworden, nur durch das Hinzutreten des rollenden Wagens, der die Staubtheilchen verschob und sie dadurch dem Winde angreifbar machte.

Ein mässiger Wind streicht über die sonnenglühende Wüstenebene, doch bleibt die Luft klar, er vermag nicht zu deflatiren. Da sehen wir eine Karawane über die Ebene ziehen, und unter den Füssen der Dromedare erhebt sich eine Staubwolke. Der Wind ist von unveränderter Stärke, und doch ist seine Denudationskraft lokal eine intensivere geworden durch das Hinzutreten einer Kraft, welche die Theilchen des Erdbodens verschoben und dem Winde neue Angriffspunkte geboten hat.

In den Lösslandschaften[1]) von China lockern die Räder der Wagen und der Huf der Lastthiere den Boden der Strassen auf; der Wind führt den Staub hinweg; es bilden sich Hohlwege, die im Laufe der Zeiten eine Tiefe von 15—30 m erreichen und dann verlassen werden.

Wir kommen also zu dem Schluss, dass die Intensität der Deflation nicht nur durch eine Steigerung der Transportkraft erhöht werden kann, sondern dass auch eine mechanische Veränderung des zu deflatirenden Gesteins bei unveränderter Stärke des Windes, doch eine erhöhte Denudationswirkung hervorruft und dass diese stärkere Deflation auf die Stellen beschränkt ist, wo die secundäre Veränderung des Gesteins erfolgte.

II. Jede Quelle entspricht einer Erosionskraft. Das Regenwasser ist in die Felsen eingedrungen, hat chemisch und mechanisch denundirend gewirkt und tritt mit den gelösten und geschlämmten Stoffen beladen, als Quelle zu Tage. Wir beobachten, dass oberflächlich entspringende Quellen nach einem Regen mehr Wasser geben und dass das Wasser getrübt hervorsprudelt. Diese Thatsache lehrt uns, dass durch eine Vermehrung der Transportkraft, auch eine höhere Denudationswirkung ausgeübt wird, dass mehr Wasser mehr Gestein erodirt.

Es ist nun eine vielfach beobachtete Thatsache, dass Quellen auch nach einem Erdbeben sich trüben, ohne dass ihre Wassermenge eine grössere geworden wäre. Freilich werden bei Erdbeben-Beobachtungen in der Regel die Wirkungen des Erdbebens auf Menschen und Menschenwerk genauer untersucht und sorgfältiger beschrieben, als die darnach auftretenden Erscheinungen an Quellen, aber wenn man bedenkt, wie unwichtig dem Beobachter eines Erdbebens die vorübergehende Veränderung einer Quelle erscheinen muss, gegenüber den bleibenden Verwüstungen bewohnter Orte, dann muss es uns doch auffallen, wie häufig von der Trübung der Quellen berichtet wird. Ich greife einige Beispiele heraus:

1) v. Richthofen, China, I, S. 96.

Während des Neapolitanischen [1]) Erdbebens von 1631 versiegte das Wasser in den Brunnen oder wurde trüb.

Am 20. Sept. 1692 trübten sich die Mineralquellen von Spaa.

Am [2]) 25. Juli 1855 brachen bei Visp manche Quellen hervor, welche bis zum Beginn des Winters milchig flossen. Bei Saas wurden 4 stark getrübte Quellen beobachtet.

Im Vispthal blieben die Quellen zwar klar, setzten aber seitdem grosse Mengen von Eisenocker ab.

Das Badewasser von Leukerbad wurde $^1/_2$ Stunde nach dem Erdbeben grau und undurchsichtig.

Während des Erdbebens von Lissabon wurden in Neuenburg einige Quellen trübe, ohne dass es vorher geregnet hätte; ebenso bei Basel und bei Aix in Savoyen.

Am 9. Dezember 1755 wurde eine Quelle bei Ingolstadt röthlich, am 20. März 1770 flossen die Brunnen von Chateau d'Oex mehrere Stunden lang trübe und bräunlich. Am 18. April 1774 beobachtete man dasselbe bei Engelberg.

Nach dem Erdbeben [3]) am 5. März 1823 trübten sich die Thermen von Termini in Sicilien. Nach dem ersten Stoss des Erdbebens am 10. Juni 1845 in Salzburg, flossen die Grubenwasser $2^1/_2$ Stunden lang roth, trübe und schlammig aus.

Während des Erdbebens [4]) am 6. März 1872 flossen drei Quellen und einige Brunnen bei Gera leicht getrübt.

Das Wasser [5]) der Quellen wird oft während eines Erdbebens auf längere oder kürzere Zeit getrübt.

Eine interessante Thatsache über den Transport nach einem Erdbeben berichtet LYELL [6]) von Jamaika, wo 1692 zuerst die Flüsse 24 Stunden lang versiegten. Dann verfrachteten sie eine grosse Menge entrindeter Bäume, deren Aeste abgebrochen waren. Die Blue Mountains boten nach dem Erdbeben nicht mehr den grünen Anblick, sondern waren ihrer Wälder beraubt.

Ich glaube, die angeführten Beispiele genügen, um die Ansicht zu belegen, dass bei Erdbeben thatsächlich eine erhöhte Erosionskraft ausgeübt wird, ohne eine Verstärkung des erodirenden Wassers. Alle Erdbeben, während deren starke Regengüsse fielen, mussten natürlich für unsere Erörterung bei Seite gelassen werden, allein die Häufigkeit der Trübung von Quellen nach einem Erdbeben ohne Regengüsse, ist bemerkenswerth.

III. Beobachtungen über die Veränderungen von Moränen nach Erdbeben liegen nicht vor, aber aus der Analogie der besprochenen Denudationsvorgänge ist wohl die Annahme ähnlicher Erscheinungen bei der Exaration naheliegend.

IV. Dass bei Erdbeben die Abrasion eine viel bedeutendere ist, geht aus allen Berichten hervor. Freilich darf man in diesem Fall nicht übersehen, dass durch ein Erdbeben gewöhnlich die Stosskraft der

1) J. ROTH, Der Vesuv, S. 10.
2) VOLGER, Erdbeben der Schweiz.
3) BISCHOFF, Lehrbuch der Ch. und Phys. Geol., III, S. 512.
4) v. SEEBACH, Das mitteld. Erdbeben, S. 95.
5) FUCHS, Die Vulkan. Erschein. der Erde. S. 409.
6) LYELL, Principles of Geology, 1872, II, S. 162.

Wellen verstärkt wird, dass die Seebebenwelle eine ganz hervorragende Kraftleistung entfaltet. Es ist daher nicht ganz so einfach, wie bei der Erosion, die Erhöhung der Denudationswirkung ohne Verstärkung der Abrasionskraft nachzuweisen, und es bedarf daher noch diese Frage erneuter Untersuchungen.

Die Dislocationen sind räumlich und zeitlich begrenzt. Indem wir also gezeigt haben, dass Dislocationen eine Steigerung der Denudation bewirken, haben wir damit auch den Gedanken vorbereitet, dass die Verschiedenheit der Denudation im Raume nicht allein durch eine Veränderung der Denudationskräfte hervorgerufen werden kann, sondern, dass Regionen heftiger Dislocation stärker denudirt werden, als ungestörte Schichten.

Wenn wir ein Faltengebirge wie den Schweizer Jura sorgfältig untersuchen, so kann es uns nicht entgehen, dass die antiklinalen Sättel tiefe Spaltenthäler zeigen, während die benachbarten synklinalen Mulden ohne Thaleinschnitte sind. Auf dem schmalen Kamm[1]) der Bergrücken finden wir tiefe Thäler durch den Malm bis in den Dogger nnd Lias eingeschnitten, während in den Mulden, welche die Wasser sammeln, und in welchen daher die erodirende Kraft derselben viel bedeutender ist, die überlagernde Molasse zwar angeschnitten wurde, aber kein Rinnsal sich in den Malm einzugraben vermochte. Der scharfe, augenfällige Gegensatz zwischen eingeschnittenen Antiklinalkämmen und intakten Mulden tritt wohl nirgends so schroff auf, wie im Münsterthal; er ist um so auffallender, da er sich überall wiederholt.

Man kann sich nicht vorstellen, dass die Antiklinalrücken früher entstanden sind, als die dazwischen liegenden Mulden; und wenn man auch annehmen wollte, dass die letzteren am Boden des Molassemeeres vor Denudation länger geschützt blieben, so ist doch ein solcher Erklärungsversuch für die Mehrzahl der, in anderen Gebirgen vorkommenden Spaltenthäler nicht ausreichend. Denn beim Vergleichen beliebiger Profile aus Faltengebirgen erkennt man durchgängig, dass sich in die Synklinalmulden keine Thäler eingeschnitten haben, dass hingegen benachbarte Antiklinalrücken durch tiefe Einschnitte getheilt erscheinen.

Die Wirknng der denudirenden Kräfte kann also nur eine nebensächliche sein, gegenüber dem wichtigeren Faktor, der physikalischen Beschaffenheit des Gesteinsmaterials. Da aber gewöhnlich in den benachbarten Faltentheilen die ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit der Schichten als gleich angenommen werden kann, so muss durch den Faltungsprocess selbst eine nachträgliche Verschiedenheit erzeugt worden sein.

Wenn wir jenen Horizont in einer zu faltenden Schichtengruppe, auf welchen das Maximum der faltenden Kraft wirkte, als die „Normalebene der Faltung" bezeichnen, so ist es klar, dass diese Normalebene in verschiedener Tiefe unter der Erdoberfläche liegen kann. Sie kann bei ganz oberflächlichen Stauchungen fast mit der Erdoberfläche zusammenfallen, oder in beliebiger Tiefe gelagert sein. Bildet sich eine Falte, so werden in der Antiklinale die äusseren Schichten oberhalb

1) J. WALTHER, Jenaische Zeitschr. f. Naturw. XX, 1886, S. 3.

der Normalebene gelockert, während gleichzeitig unterhalb der Normalebene eine Zusammenpressung der Schichten erfolgt. Das Gegentheil findet in einer Synklinale statt, denn hier werden die Schichten über der Normalebene zusammengeschoben, unter derselben aber gelockert. Indem die Denudation auf ein solches dislocirtes Gebiet überall mit gleicher Intensität einwirkt, wird die geleistete Arbeit an verschiedenen Stellen der Falten eine verschiedene sein. Auf den zusammengepressten Oberflächenschichten der synklinalen Mulden ist die Denudation nicht imstande sich einzugraben, dagegen bieten die aufgelockerten Antiklinal-Kämme den Angriffen der Denudation nur ganz geringen Widerstand. Und obwohl sich im Becken einer Synklinale viel mehr erodirende Wassermassen sammeln, so vermögen sie doch hier bei weitem nicht jene Kraftleistung zu entfalten, wie auf den schmalen Kämmen der antiklinalen Rücken, auf denen das Gestein gelockert ist.

Das Beispiel der Spaltenthäler lehrt uns also, dass die Lockerung des Gesteins durch dislocirende Vorgänge eine massgebende Rolle bei der Denudation spielt, dass viele räthselhafte Denudationswirkungen nicht durch eine lokale Steigerung der denudirenden Kräfte, sondern durch das Hinzutreten der Bildung tektonischer Lithoklasen bedingt sind.

Wir haben auseinandergesetzt, dass das Vorkommen intensiver Denudationswirkung räumlich zusammenfällt mit den Regionen stärkerer Dislocation, dass die durch tektonische Störungen entstandenen Paraklasen und die noch häufigeren Diaklasen eine massgebende Rolle für die Denudation spielen, und manche lokal gesteigerte Denudationswirkung in ungezwungener Weise erklären.

Und wenn wir den zackigen Kamm eines Kettengebirges mit den ruhigen Konturen eines Tafellandes vergleichen, wenn wir beobachten, dass in den höheren Gebirgen die Denudation stärker wirkt als in den niedrigen Bergzügen, so ist Solches nicht nur eine Folge der orographischen Höhe, sondern eine Wirkung der verschieden starken Dislocationen. Jedes Spaltenthal, jede geöffnete Antiklinale ist ein Beweis dafür, dass d i e D e n u d a t i o n d a a m s t ä r k s t e n w i r k t, w o d a s G e s t e i n d u r c h D i s l o c a t i o n a m h e f t i g s t e n g e l o c k e r t w u r d e.

Dieser, neuerdings wieder von einer Reihe von Geologen vertretene Grundsatz hat aber für die Erdgeschichte, für die zeitliche Betrachtungsweise noch eine andere Consequenz.

Die Summe der mechanischen Ablagerungen eines Zeitabschnittes entspricht der Summe des gleichzeitig denudirten Materials. Die Denudationsprodukte von Deflation, Erosion und Exaration werden zu neuen Sedimenten. Mag sich am Abhang des Gebirges ein Schotterlager bilden, mag der Schlamm durch Flüsse bis in das Meer getragen werden, mögen Sandkörner zu hohen Dünenketten aufgeschüttet, oder Staubtheilchen zu Lössgesteinen angehäuft werden, d i e S u m m e d e r g l e i c h z e i t i g g e b i l d e t e n A b l a g e r u n g e n w i r d u m s o g r ö s s e r s e i n, j e m e h r D e n u d a t i o n s p r o d u k t e i n d e r s e l b e n Z e i t e n t s t a n d e n s i n d.

Unter dem Einfluss der Neptunisten wurde den Denudationskräften früher eine um so gewaltigere Leistungsfähigkeit zugesprochen, je mächtigere Denudationswirkungen zu erklären waren. Je tiefer ein Thal war, desto grösser musste der Fluss sein, der es eingegraben

hatte; je mächtiger ein Geröllager war, desto heftigere Strömungen hatten es aufgeschüttet.

Nach dem Gesagten dürfte es aber leicht verständlich sein, dass die wechselnde Intensität der Denudation räumlich und zeitlich nicht so sehr durch die Veränderung der denudirenden Kräfte, als durch das Hinzutreten von Dislocationen zu erklären ist. In einem dislocirten Gebiet ist die Denudation stärker als in einem ungestörten Tafelland, und zwar äussert sich diese Wirkung nicht allein in der Abtragung, sondern ebenso sehr in der Aufschüttung der Denudationsprodukte.

Was wir aber bisher nur räumlich betrachtet haben, dass äussert sich ebenso zeitlich in der Aufeinanderfolge der Formationen. Es ist bekannt, dass Dislocationen nicht nur räumlich auf der Erdoberfläche begrenzt erscheinen, sondern dass sie auch zeitlich bedingt sind. Die Bildung eines jeden Gebirges lässt sich historisch einordnen in die Reihe der Geologischen Formationen, und die Stärke der Dislocationen giebt uns einen Massstab für die wechselnde Intensität des Gebirgsbildungsvorganges. Geradeso wie eine Gegend stärkerer Dislocation zugleich der Schauplatz stärkerer Denudation ist, wie in einem Faltengebirge mehr Gestein denudirt, und in seiner Umgebung mehr Ablagerungen aufgeschüttet werden als in einem ungestörten Gebiete, so sind zeitlich betrachtet: Perioden stärkerer Dislocation gleichzeitig Perioden kräftigerer Denudation und gesteigerter Bildung klastischer Gesteine.

Die Mächtigkeit und Masse von klastischen Gesteinen ist also kein absoluter Massstab weder für die Länge der bei ihrer Bildung verflossenen Zeit, noch für die Stärke der dabei thätigen Denudationskräfte, denn bei unveränderter Kraft der Deflation, Erosion, Abrasion Exaration, ist ihre Wirkung doch verschieden, je nachdem gleichzeitig Dislocationen erfolgen, oder die Gebirgsbildung ruht.

Den Principien der ontologischen Methode getreu, können wir die Denudationskraft des Windes, des Wassers, der Gletscher und der Meereswellen als constant betrachten. Wir haben es nicht nöthig, „plötzliche [1]), weitverbreitete, und ausserordentliche Revolutionen“ anzunehmen und „die in der Natur nach strengen Gesetzen gemessenen und gewogenen Kräfte und ihre nicht minder gemessenen Wirkungen mit verwegenen Händen zu steigern, und sie ohne Maass zu vergeuden.“

Wir kommen mit den heute wirksamen Kräften vollkommen aus, wenn wir bedenken, dass die Denudation und die Auflagerung correlative Erscheinungen sind, und dass beide räumlich und zeitlich durch das Hinzutreten von Dislocationen in überraschender Weise gesteigert, und in ihrer Wirkung wunderbar gefördert werden.

1) K. v. Hoff, Geschichte d. Natürl. Ver., I, S. 26.

7. Die Denudationsflächen.

Denudation und Auflagerung sind Anfang und Ende desselben Vorgangs, sie schliessen einander räumlich und zeitlich aus; und wenn an einer Stelle der Lithosphäre Denudation stattfindet, so kann nicht gleichzeitig daselbst aufgelagert werden.

Aber Denudation und Auflagerung stehen nicht allein in dem dynamischen Gegensatz, dass der eine Vorgang den anderen ausschliesst, sondern auch morphologisch besteht ein wesentlicher Unterschied zwischen beiden: denn diejenige Oberfläche der Lithosphäre, welche durch Denudation entstanden ist, lässt sich leicht unterscheiden von jener Oberfläche, die eine frischgebildete Ablagerung nach aussen begrenzt.

Die kahle Felswand im Hochgebirge von der jeder Frost neue Blöcke ablöst, ist eine Denndationsfläche, während die Oberfläche des Schuttkegels, welcher aus der Anhäufung jener Blöcke entsteht, eine Auflagerungsfläche darstellt. Das Karrenfeld, welches durch die lösende Thätigkeit des Wassers entstand, ist eine Denudationsfläche; wollen wir die dazu gehörige Auflagerungsfläche kennen lernen, so müssen wir die Oberfläche eines festländischen Lagers von Süsswasserkalk, oder eines marinen Korallenriffes betrachten.

Die mit Rundhöckern und Schrammen bedeckte Sohle eines Gletscherthales ist eine Denudationsfläche; die vielgestaltige unebene Moränenlandschaft entspricht der Auflagerungsfläche des Exarationsvorganges.

Die steile Thalwand an deren Gehängen das erodirende Wasser nagt, stellt sich als Denudationsfläche dar, während der Schuttkegel eines fernen Deltas die dazn gehörige Auflagerungsfläche bildet.

Aber wir beobachten Denudationsflächen nicht allein auf der heutigen Erdoberfläche, sondern nach den Gesetzen der ontologischen Methode mnss es bei erdgeschichtlichen Studien unsere vornehmste Anfgabe sein, auch prähistorische, fossile Denudation und Auflagerung leicht zu erkennen; und in einem früheren Abschnitt haben wir gezeigt, dass Discordanz und Concordanz die äquivalenten Erscheinungen im Profil der Erdrinde darstellen.

Das was nns auf dem Querschnitt als Discordanz entgegentritt, erscheint bei flächenhafter Betrachtung als eine Denudationsfläche; nnd wo wir concordante Schichtenfugen zwischen zwei Schichtensystemen

beobachten, da hat seiner Zeit Auflagerung geherrscht. Wir haben schon erwähnt, dass es sich hierbei um die Regel handelt, und dass man sich vor scheinbaren tektonischen Discordanzen ebenso zu hüten hat, wie vor der mehrfach beobachteten scheinbar concordanten Ueberlagerung zweier durch einen langen Zeitraum getrennter Formationen.

Es scheint neuerdings die Meinung viel verbreitet, als ob nur durch Abrasion eine ausgedehnte Discordanz entstehen könne, und man ist vielfach geneigt, die übergreifende, transgredirende Ueberlagerung ohne Bedenken sofort als eine „Abrasionsfläche" anzusprechen. Aber die Beobachtung recenter Erscheinungen lehrt uns, dass eine transgredirende, discordante Ueberlagerung z. B. durch fossillere, diagonalgeschichtete Sandsteine, auch auf dem Festland entstehen kann. Wenn wir also bei unseren Schlüssen nicht die Grenzen exakter Beweisführung überschreiten wollen, so dürfen wir im Allgemeinen jede discordante oder transgredirende Ueberlagerung als eine Denudationsfläche betrachten, aber es gehört ein besonderes, eingehendes Studium dazu, um den speciellen Charakter einer solchen Denudation zu erkennen, und zu zeigen ob sie durch Deflation, Erosion, Exaration oder Abrasion entstanden ist.

Bei jeder erdgeschichtlichen Untersuchung ist es also unsere erste Aufgabe, zu prüfen: ob Denudation oder Auflagerung vorliegt; dann sollen wir untersuchen ob jene discordante Denudationsfläche durch den Wind, das fliessende Wasser, das Gletschereis, oder die Meereswellen entstanden sein möchte. Hierfür einige Anleitung zu geben, und an einigen charakteristischen Beispielen die Formen der Denudationsflächen zu beschreiben, ist die Aufgabe dieses Abschnittes.

Das Grundgesetz aller Denudation ist dieses: der Denudationsvorgang vollzieht sich ununterbrochen so lange bis eine solche Denudationsfläche erzeugt ist, dass die specifische Denudationskraft nicht mehr wirken kann. Einige Beispiele werden diesen Satz erläutern. In dem trockenen Wüstenklima ist die physikalische Härte eines Gesteins ein grösserer Schutz gegen die Deflation, als die chemische Löslichkeit einer Felsart. Infolgedessen sehen wir in den Salzwüsten von Tunis Tagereisen weit den Boden mit krystallinischen Salzschichten bedeckt; dieses Salz schützt sogar darunter liegende Thonschichten vor den Angriffen der Denudation. Das Gegentheil findet in einem regenreichen Klima statt. Hier ist eine wasserundurchlässige Thonschicht den Angriffen der Denudation gegenüber so widerstandsfähig, dass sie ein darunter befindliches Salzlager vor der Auflösung und Zerstörung vollkommen schützt.

An den Gehängen eines Vulkanes werden die weicheren Tuffablagerungen so lange denudirt, bis die darunter liegenden härteren Lavaströme zu Tage kommen, und der Denudation für lange Zeit ein Halt gebieten. Sie kann nur noch an den Rändern dieser Lavaströme weiter wirken, und modellirt auf diese Weise die härteren Lavadecken aus dem weichen Schutt heraus.

Ein Bach schneidet sich in eine Reihe weicher Schichten ein, solange bis das sogenannte „Endprofil" erreicht, d. h. die Grenzen[1]) der mechanischen Wirkung, welche das Gewässer bei gegebenem Maass

1) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 141.

allmäliger Zunahme der Wassermenge von oben nach unten, und bei gegebenem Material zu leisten vermag. Ist diese Linie hergestellt, so findet weder Erosion noch Ablagerung statt.

Jedes Ufer[1]) ist am offenen Meer der Zerstörung ausgesetzt. An der Ostsee kann man beobachten, dass sie sich bereits soviel erweitert hat, dass sie überall an festere Grenzpunkte gekommen ist, die der Abrasion in höherem Masse Widerstand leisten. Wo sich weichere Ufergesteine finden, hat der Abrasionskampf erst später begonnen.

Es giebt also für jede Denudationskraft bestimmte Grenzen, die theilweise in der Art der Denudation, theilweise in der Beschaffenheit des zu denudirenden Gesteines liegen; und der Denudation wird ein Halt geboten, wenn eine solche Grenze erreicht ist.

Da also in der Gegenwart die Wirkung der Denudation durch bestimmte Umstände verzögert und gehindert wird, so können wir annehmen, dass wir auch in den discordanten Schichtenfugen der Vorzeit vornehmlich die Querschnitte solcher Flächen wieder zu sehen Gelegenheit haben, die in der Gegenwart[2]) als „Endziel der Denudation", als Denndationsfläche beobachtet werden. Und es eröffnet sich bei der Verschiedenheit der heutigen Denudationskräfte die Möglichkeit, auch für fossile Denudationsflächen die Kräfte zu erschliessen, durch die sie erzeugt worden sind.

Aber die Grenze der Denudation wird nicht nur durch den Charakter des Gesteins bestimmt, sondern in nicht geringerem Masse durch die Eigenschaften der Denudationskraft. Wir können in dieser Hinsicht die 4 wesentlichen Denudationskräfte in lokale und regionale eintheilen.

Eine lokale Denudationskraft ist die Erosion. Zwar denudirt das über den Erdboden rieselnde Regenwasser eine kurze Zeit lang auf wenig geneigtem Terrain, die ganze vom Regen überschüttete Fläche, allein sehr rasch vereinigen sich die Wassergerinne zu kleinen Bächen, Flüsschen, Flüssen und Strömen, so dass die anfangs regional wirkende Erosion sehr bald ihre denudirende Wirkung auf enge Thalrinnen concentrirt und dieselben immer mehr vertieft. Selbst in den regenarmen Felsenwüsten finden sich Erosionsschluchten überall wo öfters Regen fällt, und nur die trockenen Ebenen zeigen kaum angedentete Thalsenken.

Eine lokale Denudationskraft ist auch die Exaration ausserhalb des Polarkreises. Die Eismassen, welche in den Hochgebirgen entstehen und als Gletscher zu Thale ziehen, ähneln so sehr den Flüssen und Strömen, dass auch bei ihnen die Entstehung tiefer Thalfurchen häufiger ist, als eine allgemeine Abtragung des Landes. Nur im Polargebiet, unter der ausgedehnten Decke des Inlandeises wird auch die Exaration regional. Dann ablatiren die gewaltigen Eisfelder allen Verwitterungsschutt, dem sie auf ihrem Wege begegnen, und denndiren ausgedehnte Flächen.

Regional denudirt die Deflation, denn die bewegte Luft, die Winde und Stürme brausen über Berg und Thal und heben auf

---

1) Hagen, Seeuferbau, I, S. 245.
2) Penk, Verh. des VIII. Deutschen Geogr.-Tages 1889, S. 91. Dass. 1891, S. 28.

der kahlen Bergspitze ebenso jedes gelockerte Theilchen ab, wie im Grunde einer Einsenkung. Wir würden ihre regionale Thätigkeit bei uns leichter beobachten können, wenn nicht der Erdboden meist von Vegetation bedeckt und dadurch geschützt wäre gegen die Angriffe des Windes. Auf dem Plateau der Rauhen Alp tragen die schwäbischen Bauern Steine auf ihre Felder, und belegen damit die Ackerkrume, denn sonst würde dieselbe durch Deflation rasch entfernt werden.

Umso leichter ist es, in den vegetationsarmen Wüsten den regionalen Charakter der Deflation zu erkennen. So weit das Auge reicht, verhüllt eine ungeheuere Staubwolke das ganze Land, und die Deflation erniedrigt überall den Boden.

Regional denudirt die Abrasion, aber während die Deflation gleichzeitig ein gewaltiges Gebiet abtragen kann, und überall mit derselben Intensität wirksam ist, concentrirt sich die abradirende Wirkung des Meeres in der Strandlinie. Durch Deflation kann ein grosses Festland auf einmal eingeebnet und denudirt werden, durch Abrasion kann es nur nach und nach, beim Vorrücken der Strandlinie, geschehen. Eine Deflationsebene ist also an jedem Punkte gleichalterig, eine Abrasionsebene ist immer zu verschiedenen Zeiten entstanden, und zwar liegen die älteren Theile da, wo das Meer seine transgredirende Bewegung begann. Schematisch dargestellt, sehen wir also:

lokale Denudation:	regionale Denudation:
Erosion	—
Exaration (durch Gletscher)	Exaration (durch Inlandeis)
—	Deflation (gleichzeitig)
—	Abrasion (succesiv).

Infolgedessen werden wir eine sehr unebene discordante Denudationsfläche als die Wirkung von Wasserströmen oder von Gletschern ansehen müssen, während eine ausgedehnte Denudationsebene durch Inlandeis, durch den Wind oder durch die Brandung entstanden sein kann.

I. Die Denudation durch bewegte Luft, oder Deflation ist am schärfsten in Wüstengebieten ausgeprägt. Hier regnet es so selten, dass die Wirkung der Erosion nur eine lokale Bedeutung beanspruchen kann. Die Thätigkeit von Exaration und Abrasion ist dort ausgeschlossen. Daher kann uns das Relief von Wüstengebieten, sofern es sich um die Oberflächenformen des anstehenden Gesteins handelt (nicht um die Formen der in Wüsten gebildeten Alluvionen) lehren, woran wir eine durch überwiegende Deflation entstandene Denudationsfläche erkennen mögen.

Granit und ähnliche krystallinische Gesteine bilden, im Gegensatz zu den rundlichen Bergzügen eines regenreichen Klimas, in der Wüste meist hoch aufragende, mit steilen Wänden versehene Bergzacken. Die Gehänge sind schuttlos, die Spitzen steil und zerrissen, etwa wie die Dolomitberge von Südtirol. Bis ins Einzelne ist die Oberfläche des Granits am Sinai in Säulen und Kugeln, Pilaster und Schluchten gegliedert. Die Thäler sind meist riesige Kesselgruben, welche durch eine schmale Erosionsrinne zu einem hydrographischen System vereinigt werden; oder es überwiegen die steilwandigen Schluchten, besonders wenn Eruptivgänge der Denudation vorgearbeitet haben.

Wir brauchen nur die Form der hochalpinen Granitgebiete mit dieser Schilderung zu vergleichen, um auch hier, bei überwiegender Winddenndation, ähnliche Bildungen wiederzuerkennen; und die aus dem Eise von Grönland aufragenden Nunataker zeigen uns wiederum die zerrissene Steilheit der durch den Wind denndirten Felsen. Freilich treten im Hochgebirge und im Polarland noch andere Kräfte zu dem denndirenden Wind, und so typisch wie in der Wüste, finden wir Deflationsflächen kaum wieder.

Anch dislocirte krystallinische Schiefer tragen in der Wüste den Stempel der Zerrissenheit und Steilheit. Wie die Aiguilles der Montblancgruppe ragen sie trotzig in die Luft.

An den Rändern der Wüsten, wo die Winddenudation nicht mehr so typisch und einseitig wirkt, können wir auch andere Oberflächenformen am Granit erkennen. Am Rande der Nordindischen Wüste sieht man Gruppen gerundeter Granithügel von kuppelförmiger Gestalt, ganz wie Rundhöcker aussehend. Doch findet sich meist auf der Nordseite eine durch Verwitterung entstandene Hohlkehle an denselben.

In Südafrika beobachtete Stapff[1]) flache Rundhöcker, mit rauher Oberfläche, schalig verwitternden Flächen, aber ohne Glättung, und ringsum gleichmässig ausgebildet. Auch Schenk beobachtete bei Angra Pequena solche flache gerundete Granithügel.

Dagegen treten in den Wüsten von Utah die zackigen Konturen der krystallinischen Berge wieder mehr in den Vordergrund, und ebenso zackig und steil sind nach den Berichten von Euting die Bergformen des Granits in Innerarabien.

Sehr wesentlich verschieden ist die Oberfläche geschichteter Gesteine in Regionen überwiegender Deflation. Meist wird die Oberfläche der Landschaft von einer härteren Bank gebildet, oder sie schützt sich durch ein Lager härterer Einschlüsse, wie Versteinerungen oder Concretionen, die in weicheren Gesteinen vertheilt waren, gegen die deflatirende Wirkung des Windes. Sandstein und Kalksteingebirge zeigen, wenn sie nicht dislocirt sind, in der Wüste vollkommen ebene Flächen (Hamada) und meist bildet eine härtere Bank die obere Begrenzungsfläche. Am Rande dieser Bank ist in der Regel eine tiefe Hohlkehle, und die Böschung bis zu der nachfolgenden härteren Bank ist gewöhnlich von steilem Neigungswinkel. Am Rande ist das Tafelland ausserdem oft durch enge, steile, vielgewundene Schluchten angeschnitten und vorgelagerte „Zeugenberge“ lassen erkennen, dass das Tafelland auch von den Seiten her durch Denudation zerstört zu werden beginnt. Alle[2]) Gipfel und Kämme liegen in dem gleichen Niveau, alle Profile zeigen dieselben staffelartigen Absätze der einzelnen Schichten.

Nur wenn die Zerklüftung[3]) der obersten Schichten aufs Aeusserste vorgeschritten ist, kommt eine gezackte Kammlinie zustande. Einzelne isolirte Massen sind oft auch in Kegelform zu treffen, indem oben von der obersten Lage einer härteren Bank nur noch der Gipfelpunkt übrig ist. Wenn aber einmal die schützende härtere Bank soweit zer-

---

1) Verh. der Ges. für Erdkunde Berlin 1887, S. 49.

2) Doughty, Arabia Deserta, I, S. 243.

3) v. Bary, Zeitschr. Ges. für Erdkunde Berlin 1876, S. 175.

wittert ist, dann beginnt die Deflation rasch das ganze Gebiet regional so lange abzutragen, bis wiederum eine härtere Schicht die Landschaft ebenflächig abgrenzt, und eine Zeit lang dem darunter liegenden weicheren Gesteine Schutz gewährt.

Die in solche Tafelländer eindringenden Thäler haben meist sehr steile Böschungen, und zeigen oft Amphitheater-ähnliche Erweiterungen. Eine speciellere Schilderung dieser und ähnlicher Vorkommnisse findet man in meinem Werk: Die Denudation in der Wüste [1]).

Zeugenberge nnd Kesselthäler sind Wirkungen derselben Kraft, beide haben auch denselben Umriss. Beide sind in allen Wüstengebieten weit verbreitet. Die Zeugenberge sind kleine Tafelberge mit ebener Oberfläche und steilen Böschnngen, welche in einiger Entfernung von einem ausgedehnteren Tafelland durch ihre gleiche Höhe und gleiche Schichtenfolge erkennen lassen, dass sie durch Denudation von dem Tafelland abgetrennt nnd isolirt wurden. Ihre obere Begrenzungsfläche wird durch eine härtere Bank, ihre Gehänge werden durch weichere Schichten gebildet, und ihre Basis entspricht wiederum einer widerstandsfähigeren Schichtentafel. Die Vorberge [2]) des Auresgebirges (in der Provinz Constantine) nach Süden bildet ein Gürtel von öden, nakten, höchstens im Winter von spärlicher Vegetation überzogenen tafelförmigen Erhebungen, selten über 100 m hoch, von den Arabern el meida = Tisch, genannt. Ihre Böschungen sind oft 45°—78° steil. In der Libyschen Wüste, am oberen Nil, in Arabien, in Indien [3]), in Australien, in den Bad Lands von Nordamerika und anderen Deflationsgebieten, sind Zeugenberge beobachtet worden.

In dislocirten Sedimentgesteinen, bei denen nicht mehr durch eine horizontale ununterbrochene Decke die Angriffe der Deflation abgehalten werden, und wo diese überall ihr Werk beginnen kann, bildet sich eine, zwar im Einzelnen unebene, aber doch im Ganzen horizontale Denudationsfläche. Härtere Schichtenköpfe ragen über sie heraus, weichere Gesteine erscheinen vertieft, aber die Denudationsfläche bewahrt auch dann im Allgemeinen ihren ebenen Charakter.

Wir haben früher bemerkt, dass die Deflation meist mit gewissen Corrasionserscheinungen verbunden ist, welche theilweise recht charakteristische Merkmale besitzen. Schon die Verwitterungsformen einer Wüstenlandschaft unterscheiden sich durch das Vorwiegen physikalischer Zerbröckelung und Zerspaltung wesentlich von den Verwitterungserscheinungen eines regenreichen Klimas. Die durch Insolation gebildeten klaffenden Sprünge homogener Gesteine, die Häufigkeit schaliger Absonderung, die Beschränkung chemischer Verwitterung auf die beschatteten Flächen, geben charakteristische Merkmale. Daneben sind die Erscheinungen des Sandschliffes, der Wüstenpolitur sehr bemerkenswerth. Die blatternarbige Oberfläche zusammengesetzter Gesteine, die glänzende Politur von Kalksteinen, die Rundung von Feuerstein und Jaspis, das Heraustreten härterer Fossilien und widerstandsfähiger Concretionen sind wohl zu beachten.

---

1) Abh. d. Königl. Ges. d. Wissensch. Leipzig XVI, Nr. III, 1891.

2) Buvry, Z. Allg. Erdkunde. Berlin 1858.

3) King, Mem. Geol. Survey of India, VIII, Taf. I, II, III, Holzschnitte 3 und 4.

II. Während bei der Deflation die regionale Ausdehnung und die annähernde Horizontalität vieler Denudationsflächen am meisten charakteristisch ist, wirkt die Erosion wesentlich und am stärksten im Verlauf linearer Wasserläufe. Der Wind, der eine weite Ebene bestreichen kann, denudirt deren Oberfläche überall; das Wasser wird nur unter bestimmten seltenen Umständen auf einer weiten horizontalen Fläche in gleichmässiger Vertheilung denudirend thätig sein können, in der Regel ist seine Thätigkeit beschränkt auf die Thalrinnen. Die Deflation vermag das ganze Land abzutragen und sein Niveau zu erniedrigen, die Erosion concentrirt sich in den Wasserläufen, und schafft damit leicht Unebenheiten, sofern solche nicht schon vorher bestanden. Daher kann ein Festland durch die denudirende Thätigkeit des fliessenden Wassers wohl in orographische und hydrographische Systeme gegliedert werden, deren erste Anlage durch den Verlauf der Lithoklasen bestimmt wird, aber die dabei entstehenden Denudationsflächen sind „Berg und Thal.“ Schwierig wird es, selbst in einem regenreichen Klima die Wirkung der Erosion von den Leistungen der Deflation scharf zu unterscheiden, denn überall ist neben dem fliessenden Wasser auch der Wind thätig, und überall unterstützt er die Wirkung der Erosion.

Wenn Unebenheit der wesentliche Charakter einer Erosionsfläche ist, so sind die speciellen Formen derselben doch überaus mannichfaltig. Granit und andere krystallinische Gesteine bilden sanftgerundete Rücken, auf deren Oberfläche noch einzelne Blockmeere oder isolirte steile Felsengruppen die letzten Reste der durch Dislokation entstandenen Unebenheiten sind. In Schiefern sehen wir steilwandige mäandrisch gewundene Thäler, während das dazwischen liegende Land geringere Einschnitte aufweist; die verschiedene Härte der Schichten und ihre Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung und Erosion prägt sich in einer Terrassirung ungestörter Schichten aus, und der vielzackige Kamm unserer Gebirge zeigt uns die grosse Mannichfaltigkeit der durch vorwiegende Erosion entstehenden Bergformen.

Die chemische Verwitterung arbeitet der Erosion vor, deshalb ist der Boden einer Erosionsfläche häufig bis zu einiger Tiefe chemisch zersetzt, und auf einzelnen Klüften, in Schlotten und geologischen Orgeln dringt die Verwitterung unregelmässig auch in grössere Tiefen. Durch Wassercorrasion ist der Felsboden oft geglättet, doch fehlt meist die durch Sand erzeugte spiegelnde Politur, denn die im Wasser mitgeführten gröberen Gerölle zerkratzen immer wieder die von feinerem Schleifpulver erzeugte Glätte. Härtere Partien ragen aus der Erosionsrinne heraus. Doch sind ihre Konturen meist gerundet, scharfe Ecken und Kanten sind abgestossen, und Reibsteine haben tiefe Strudellöcher erzeugt, und Vertiefungen, die man als Wirbelkolke[1]) bezeichnet. Sie entstehen durch die wirbelnde Bewegung der Strömungen und bohren sich tief in das Flussbett ein.

Selten ist die Erosion ganz ohne Deflationswirkung zu beobachten, und man ist leicht geneigt eine Wirkung dem Wasser allein zuzuschreiben, die nur durch die Combination von Wind und Wasser entstanden ist. Dafür bietet das Cañon des Colorado in Arizona ein

1) Suess, Antlitz der Erde, II, S. 433.

lehrreiches Beispiel: Wie man sich vom Rande[1]) der Schlucht an mehreren Punkten (z. B. Spanish Pt.) leicht überzeugen kann, zerfällt jenes berühmte und grossartige Thal in zwei Theile. In der Tiefe sieht man den Fluss in einer engen Gneissschlucht dahinströmen, und dumpf dröhnt das Brausen des gewaltigen Flusses 2000 m hoch empor an unser Ohr. Das Flussbett ist manchmal so eng, dass die Felsen 500 m hoch senkrecht aus dem Wasser emporsteigen, und nur wenn wir den Blick nach Norden wenden, wo der Little Colorado aus einem steilen Felsenthor hervorbricht, sehen wir das Flussbett verbreitert, und sogar von grünen Streifen niedrigen Gebüsches gesäumt.

Dass diese, vom Colorado durchströmte, meist schluchtartig enge Klamm eine Wirkung der Erosion ist, dass sie durch den Fluss eingeschnitten wurde und sich noch heute weiter vertieft — darüber kann gar kein Zweifel herrschen. Aber indem wir unseren Blick auf den Rand dieser inneren Erosionsrinne richten, sehen wir auf einmal ein anderes Landschaftsbild. Die von Silur und Devon gebildeten Schichten stellen eine, mehrere Kilometer breite, Stufe dar, die von Dutton als die „Esplanade“ bezeichnet wurde. Die Schichtenköpfe treten als zarte Isohypsenlinien deutlich hervor, und mit sehr geringer Steigung verbreitert sich das Thal, bis dann abermals 1000 m hohe Abstürze folgen.

Aber die Verbreiterung oberhalb der Esplanade ist nicht gleichmässig; denn die Landzunge von Spanish Point bildet eine Steilwand, die nur wenige Kilometer vom Fluss entfernt ist, während daneben tiefe, halbkreisförmige Thalkessel 5—8 km weit in die Hochebene eindringen und dadurch den Rand der Cañonschlucht von der Erosionsrinne des Flusses wohl bis zu 10 km entfernen.

Würden wir aus der Vogelperspektive auf das ganze Thalsystem herabschauen. so sähen wir in der Mitte eine gleichmässige, steil eingeschnittene Thalrinne, die sich nach oben mit einem Male stark verbreitert, und mit halbkreisförmigen tiefen Buchten besetzt erscheint.

Blicken wir von Spanish Point nach Westen, so sehen wir in ein solches Amphitheater hinein. Mit 800 m hohen Steilwänden tritt es aus der Esplanade heraus, nirgends könnte der kühne Fuss eines Bergsteigers heraufklettern, und mit dumpfem Gepolter stürzen die Blöcke, die unser Fuss am Abgrunde löst, in die gewaltige Tiefe. Der obere Rand ist so scharf, wie mit dem Messer geschnitten; nirgends sehen wir ein Bachgerinne herabrieseln, ja die Plateaufläche senkt sich vom Rande ab so entschieden nach dem Lande zu, dass selbst bei starken Regengüssen kein Sturzbach über den Rand stürzen könnte. Das ganze Gebiet wird nach dem Lande zu, von der Schlucht weg entwässert.

Es ist nun von Interesse zu beobachten, dass nicht allein am Rande dieser Amphitheater die denudirende Thätigkeit des Windes leicht zu beobachten ist, sondern das sogar in der Tiefe der Schlucht der Granit an mancher Stelle so wunderbar glänzende Politur zeigt, dass man schon aus diesen Corrasionsphänomen auf die Mithilfe der Deflation bei der Ausgestaltung der Cañonschlucht schliessen kann. Es regnet in diesem Theile von Arizona selten, aber wenn es einmal

---

1) J. Walther, Verh. d. Ges. für Erdkunde. Berlin 1891.

einige Tage im Jahr regnet[1]), dann fliesst das Wasser schnell in die Schluchten hinab und wäscht alle verwitterten Felsentheile mit hinunter. Dann trägt das Hochwasser den Detritus mit stürmischer Gewalt hinaus. Aber in den etwa 350 regenlosen Tagen des Jahres giebt es hier auch eine Transportkraft. Alles was in dieser Zeit durch Insolation oder chemische Verwitterung gelockert wird, das reisst der Wind los, es fällt hinab in die Tiefe, und gelangt so in den Fluss, der die rothbraunen Staubtheile das ganze Jahr hindurch davonträgt. So arbeiten sich hier Erosion und Deflation in die Hände, und erzeugen Denudationsflächen und Bergformen, deren Entstehung durch eine einzige dieser beiden Kräfte schwer zu erklären ist.

Alle Länder[2]), in welchen die Erosion vorwiegend thätig ist, besitzen die Gleichsinnigkeit des Oberflächengefälles vom Land nach dem Meere zu. Die gewaltigen Schichtenbiegungen und Windungen am Südfuss des Himalaja stören nicht im Mindesten die Gleichsinnigkeit der dortigen Abdachung. Das rinnende Wasser ist der Bildnng isolirter rings geschlossener Thalsenken, oder W a n n e n feindlich.

Dagegen sind Wüstengebiete, Regionen überwiegender Deflation, durch Wannen ausgezeichnet. Während in Erosionslandschaften die Thäler zusammenhängen und das von ihnen durchfurchte Land inselartige Erhebungen bildet, sind in Wannenlandschaften die Erhebungen das Zusammenhängende und die Wannen das Isolirte. Das Vorkommen der meisten Depressionen ist an Deflationsgegenden geknüpft.

III. Auch dort wo rinnendes Wasser durch einzelne Gletscherströme ersetzt wird, hat die E x a r a t i o n eine von der Erosion nur sehr wenig verschiedene Wirkung. Die Exarationsthäler zeigen breitere Denudationsflächen, die Felsen sind gerundet, vorspringende Hügel rundgeschliffen, und als Rundhöcker wohl bekannt. Häufig ist nur die Stossseite des Rundhöckers gerundet, während die Leeseite noch rauh und uneben geblieben ist, aber in der Literatur werden auch mehrfach allseitig geglättete Rundhöcker beschrieben und abgebildet. Sehr bezeichnend sind die Corrasionserscheinungen des Gletschereises, welche neben der Politur vieler Felsflächen, aus Kritzen, scharfgezogenen Linien und Furchen bestehen, die annähernd der Längsrichtung des Thales parallel verlaufen. Durch Schmelzwasser können sich diese Exarationserscheinungen mit Erosionsphänomenen verknüpfen, so dass mitten in den durch Eis geschrammten Felsflächen einzelne durch Wasser ausgebohrte Wirbelkolke, (mit Unrecht „Gletscherbrunnen“ genannt) auftreten.

In den Gebieten regionaler Vereisung, wirkt die Exaration anders, als in blosen Gletschergegenden, denn wo eine zusammenhängende Eisdecke das rinnende Wasser verdrängt, kann die Denudationsfläche keine gleichsinnige Abdachung aufweisen. Solche Exarationsgebiete sind infolgedessen durch Wannenbildung ausgezeichnet. Die aus dem Grönländischen Binneneis herausragenden zackigen Nunataker beweisen, dass die Exaration nicht alle Unebenheiten hinwegzuräumen vermag, und dass das fliessende Eis bei seiner regional denudirenden Arbeit einzelne Berginseln stehen lassen kann. Aber die Oberfläche des

---

1) Gilbert, Americ. Journal 1876, II, S. 19.

2) Penk, l. c.

während der Eiszeit so lange vom Inlandeis bedeckten Skandinavien zeigt uns doch, dass sanftgerundete glattgeschliffenen Kuppen[1]), von flachen Vertiefungen unterbrochen, das charakterische Bild einer Exarationsfläche sind. Während die alpinen Gletscher sich nur mit dem Gefälle der Thäler bewegen, schiebt sich das Inlandeis auch gegen das Gefälle bergaufwärts. Keine ausgeprägte Wasserscheide ist zu erkennen, Flussthäler sind zu langen tiefen Seebecken ausgeschürft, und alle schärferen Niveauunterschiede hat das Eis ausgeglichen.

Nach Shaler[2]) ist es bemerkenswerth, dass in Glacialgebieten die Synklinalen mehr ausgehöhlt sind, als die Antiklinalen.

Während die grönländischen Fjorde nach v. Drygalski[3]) ausserordentlich breite Flussthäler zu sein scheinen, die augenblicklich unter dem Meeresniveau liegen, giebt es nach ihm ausserdem überall Fjordthäler, d. h. Thalbildungen, welche den Fjorden gleichen, obwohl sie in der Regel trocken liegen, oder einzelne Seen enthalten.

Ein solches Fjordthal nahe dem Sermilik-Eisstrom, in Gneiss eingesenkt, ist zweifellos durch strömende Eismassen ausgeräumt worden. Das Thal ist 1 km breit und 5 km lang. Es durchsetzt als breiter, steilgeschnittener Trog das Küstenplateau. Die untere Thalsohle liegt 211 m über dem Meeresspiegel. Rundhöcker sind um 3 Seebecken gereiht, und Gletscherschliffe bedecken viele Felsflächen.

IV. Zum Schluss haben wir die durch Abrasion entstandenen Denudationsflächen zu betrachten. Es entspricht der Art der Entstehung[4]) solcher, sogenannter „Rumpfgebirge“, dass abgeflachte und sanftgewölbte Formen in ihnen vorwalten. Es fehlen schroffe Gipfel vollständig, denn während selbst das Binneneis einzelne Nunataker stehen lässt, wird jede Klippe und jede Insel im Meere ringsum von der Brandung angefressen und bald zu einer submarinen Untiefe umgewandelt. Die Kämme bieten einfache Profillinien, da die Höhen von Gipfeln und Pässen wenig voneinander abweichen. Weil die Abrasion krystallinische Urgebirge nicht so leicht zu zerstören vermag, wie sedimentäre Schichten, so ragen jene in der Regel als innere flachgerundete Dome hervor. Da wo die vordringende Abrasionswelle ihr Ende erreichte, findet sich oftmals ein hochaufragender Steilrand (Steilküste), an dessen Fuss die groben Blöcke von der Brandung aufgehäuft erscheinen. Geschieht bei homogenem Gestein und gleichmässigem ursprünglichen Abfall das Vorrücken des Meeres so schnell, dass die Brandung in keinem Niveau ihr Werk vollenden kann, so wird die Abrasionsfläche steil ansteigen. Im Allgemeinen ist die Kraft der Brandung so gross, dass die Härte des Gesteins nur eine untergeordnete Rolle für die Oberfläche der Abrasionsfläche spielt. Nur wo die Küste quer zum Streichen eines dislocirten Schichtensystems verläuft, wie an der Westküste von Grossbritannien oder an der Küste der Bretagne und des südöstlichen China, also an den sogenannten „Riasküsten“, ist die Brandung nicht imstande, rasch alle Inseln und Halbinseln zu durchsägen und bildet daher viele Buchten und ein sehr wechselnd ge-

---

1) Suess, Antlitz der Erde, II, S. 423.
2) Shaler, Rep. U. S. Geol. Surv. 1885, S. 362.
3) v. Drygalski, Ein typisches Fjordthal.
4) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 671.

staltetes Landschaftsbild, das später auf dem Querschnitt viele Aehnlichkeit mit einer Erosionsfläche haben kann.

Wie v. RICHTHOFEN[1]) betont, wirkt die Abrasion fast nur bei positiver Strandverschiebung regional denudirend. Wenn bei stationärer Lage eines Felsenstrandes die Brandungswelle das äusserste erreichbare Arbeitsmaass vollzogen hat, wenn also der Brandungsstrand eine solche Breite erlangt hat, dass die höchsten Wellen eine zerstörende Wirkung nicht mehr ausüben können, so wird die Abrasion erst wieder beginnen, sobald durch Sinken des Landes oder Steigen des Meeres eine positive Strandverschiebung eintritt. Im Allgemeinen wird also die Abrasionsfläche vom Meer nach dem Lande hin ansteigen. Die Gestalt der Abrasionsfläche kann aber viele Abweichungen von dieser Regel zeigen. Geschieht bei homogenem Gestein und gleichmässigem ursprünglichen Abfall die Strandverschiebung so schnell, dass die Abrasion in keinem Niveau ihr Werk vollenden kann, so wird die ansteigende Fläche steiler sein, und einen schief aufsteigenden Schnitt durch die anfangs vorhanden gewesene Felsmasse darstellen. Wechselt das Maass der Strandverschiebung in einzelnen Zeiträumen, so werden in homogenen Gesteinen sanftgeneigte und steiler ansteigende Flächen miteinander abwechseln. Die Abrasionsfläche kann eine Breite von vielen Kilometern erreichen und ganze Festländer denudiren.

Die Corrasion ist in der Brandung wie am Grunde von Erosionsrinnen wirksam und schafft dieselben Schliffe; denn in beiden Fällen ist es ja bewegtes Wasser, das corradirend wirkt. Die Schliffe sind meist matt, zeigen nicht die glänzende Politur des Sandschliffes und noch weniger die Kritzen des Gletscherschliffes.

Uebrigens müssen wir zum Schluss noch hervorheben, dass die Küste auch ungemein stark von Deflation denudirt wird. Nur ist es hier doppelt schwierig im Einzelnen zu unterscheiden, wie viel vom Regenwasser, vom Wind und wie viel von der Brandung denudirt worden sein mag.

1) Führer für Forschungsreisende, S. 356.

8. Die Auflagerungsflächen und die Entstehung der Schichtung.

Wir haben in dem einleitenden Abschnitt gesehen, dass sich auf der gegenwärtigen Oberfläche der Lithosphäre zwei grundsätzlich verschiedene Vorgänge: Denudation und Auflagerung geltend machen. Durch Denudation wird der Abstand zwischen Erdmittelpunkt und Erdoberfläche verkürzt, durch Auflagerung aber verlängert. Beide Vorgänge schliessen sich gegenseitig in Raum und Zeit aus.

Die Denudation ist der Anfang eines Vorganges, dessen Endstadium die Auflagerung ist; und alles denudirte Material wird an einem anderen Ort als Sediment wieder abgesetzt. Infolgedessen ist die Intensität der Denudation und die Masse der Denudationsprodukte ein Massstab für die Summe der in demselben Zeitraum abgelagerten Sedimente. Jede Verstärkung der Denudation, sei es durch Steigerung der denudirenden Kräfte, sei es durch das Hinzutreten dislocirender Vorgänge, steigert die Mächtigkeit der gleichzeitig gebildeten Ablagerungen.

Allein die Summe der in einem bestimmten Zeitabschnitt der Erdgeschichte gebildeten Ablagerungen ist grösser als die Masse des gleichzeitig denudirten Gesteins, weil nicht nur das denudirte Material, sondern auch das aus dem Innern der Erde hervorgedrungene vulkanische Gestein zur Ablagerung gelangt. Da nun Vulkanbildung eine Folge der Dislocation ist, so leuchtet ein, dass auch auf diesem Wege bei eintretender Dislocation eine Steigerung der Ablagerungsvorgänge nothwendig erfolgen muss.

Wenn beständig dasselbe Gesteinsmaterial an derselben Stelle zur Auflagerung gelangte, wenn die eine Region seit dem Cambrium bis zur Gegenwart durch Aufschüttung gleichartiger Sandkörner, eine andere Region durch immer weiterwachsende Korallenriffe, eine dritte durch beständige vulkanische Aschenergüsse ausgezeichnet wäre, so würden wir auf dem Durchschnitt durch einen beliebigen Theil der Erdrinde nur eine einheitlich gebildete Ablagerung von Sandstein, Korallenkalk oder Tuff beobachten. Das ist aber nicht der Fall.

Die gleichzeitigen Regionen der Auflagerung wechseln auf der Erdoberfläche beständig ihren Ort in der Weise, dass sie bald auf Regionen der Denudation, bald auf Regionen einer petrographisch anderen Ablagerung zu liegen kommen. Wir nennen diesen Vorgang

das Wandern der Facies. Dadurch geschieht es, dass wir in demselben Profil sowohl Merkmale von Denudation und Auflagerung, und auch Charaktere verschiedenartiger Ablagerungen leicht wiedererkennen können.

Als solches Erkennungszeichen kann uns bei Ablagerungen die lithologische Beschaffenheit des abgelagerten Materials dienen. Denudationen erkennen wir an negativen Charakteren, d. h. dem Fehlen von Gesteinen, deren frühere Existenz wir annehmen müssen; und an der Form der durch diese Abtragung gebildeten Denudationsfläche, welche als discordante Trennungsfuge in dem Profil leicht zu beobachten ist. Wir haben die diagnostischen Merkmale der in einer bestimmten Discordanz vorliegenden Denudationsflächen schon besprochen. Ehe wir uns aber jetzt den diagnostischen Charakteren der verschiedenartigen Ablagerungen zuwenden, wollen wir in diesem Abschnitt die Erkennungszeichen der Auflagerungsflächen, welche als concordante Schichtenfugen in den Profilen zu beobachten sind, näher ins Auge fassen.

Das Wandern der Facies ist die Ursache der Verschiedenheit der in einem Profil übereinander liegenden Gesteine. Jedes Gestein, das sich am Aufbau der Erdrinde betheiligt, hat nothwendigerweise eine untere und eine obere Begrenzungsfläche. Die petrographische Verschiedenheit der einander überlagernden Felsarten bedingt eine verschiedene Härte derselben und infolgedessen werden sie durch die Verwitterung verschieden stark angegriffen, so dass an Bergabhängen das eine Gestein in der Profillinie stärker hervortritt wie das andere.

Bisweilen ist der Abstand der beiden Grenzflächen ein so grosser, dass er mit der Mächtigkeit der gesammten Gesteinsmasse zusammenfällt und der Höhe des, an einem Bergabhang oder in einem Steinbruch aufgeschlossenen Profils entspricht, diese Höhe auch vielleicht überschreitet. Dann bezeichnen wir die ganze Ablagerung als ungeschichtet. Wenn wir von der Seisser Alp den Langkofel und Plattkofel in die Wolken ragen sehen, oder die Kette des Rosengartens betrachten, so sehen wir ungeschichtete Kalke und Dolomite vor uns. Wenn aber innerhalb derselben Ablagerung noch andere, in der Regel mit jenen Begrenzungsflächen parallele Trennungsfugen vorkommen, wenn eine mächtige gleichartige Gesteinsmasse in übereinander liegende Bänke oder Platten zerfällt, so bezeichnen wir sie als geschichtet. Oestlich von Bombay erhebt sich der 1000 m hohe Steilabsturz der Western Ghats in treppenartigen Stufen steil empor zum Tafelland von Dekhan. Die vulkanischen Trappdecken, welche diese Wände bilden, liegen wie die Blätter eines Buches, jede folgende horizontal über der vorhergehenden, und soweit unser Auge reicht, können wir die mächtigen Lavadecken als wohlgeschichtete Ablagerung in einzelne Bänke zerfallen sehen.

Das Auftreten oder der Mangel von Schichtung spielt seit Alters eine wichtige, oftmals verhängnisvolle Rolle in der Geologie. Obwohl Schichtung, wie schon Pfaff[1]) betont hat, ursprünglich ein morphologisch beschreibender Ausdruck ist, der an sich absolut keinen genetisch diagnostischen Werth besitzt, so hat man demselben doch seit Langem

1) Pfaff, Allg. Geologie als exacte Wissenschaft 1873, S. 63.

einen genetisch erklärenden Charakter beigelegt, und man begegnet in der geologischen Literatur oftmals der Meinung, als ob die Trennung einer Ablagerung in einzelne übereinander liegende Bänke nur unter Wasser gebildet werden könne, und infolgedessen zur Unterscheidung von „Sedimenten“ und „Nichtsedimenten“ verwerthet werden könne.

Wir haben vorhin mit Vorbedacht das Beispiel eines ungeschichteten marinen Gesteins, und das einer geschichteten vulkanischen Ablagerung herangezogen, um uns von vornherein auf einen objektiveren Standpunkt zu stellen. Schichtung ist ein Ausdruck der beschreibenden, nicht der erklärenden Geologie, und sagt als solcher nichts aus, über die Entstehung einer gegebenen Ablagerung.

Dagegen ist es wohl möglich für jede Schichtenfuge, mag sie concordant oder discordant sein, einige weitere Urtheile abzugeben:

Seit langem hat man erkannt, dass sich die Schichtenfugen durch den Zeitpunkt ihrer Bildung scharf unterscheiden von allen Klüften, die wir als Schieferung und Lithoklasen bezeichnen. Denn alle Schieferungsflächen, alle Verwerfungen und Absonderungsklüfte sind entstanden nachdem die Bildung der sie durchsetzenden Gesteinsmasse vollendet war, sie sind secundäre Erscheinungen.

Dagegen sind die Trennungsebenen, welche ein Gestein von einem darunter oder darüberliegenden anderen Gestein als concordante oder discordante Schichtenfuge unterscheiden lassen, während der Entstehung dieser Gesteinsreihe gebildet worden. Und genau so, wie drei in demselben Kalksteinlager übereinander liegende Versteinerungen während der Ablagerung in das Gestein eingeschlossen wurden, und drei aufeinander folgende Zeitabschnitte repräsentiren, so entsprechen die übereinander auftretenden Schichtenfugen, den während der Bildung des betreffenden Gesteins verflossenen Zeitabschnitten. Schichtung ist eine solche Eigenschaft, die ein Gestein während seiner Bildung erhielt. Schichtenfugen entstehen primär, während der Bildnng eines Gesteins.

Die concordanten Absonderungsebenen, welche eine Sandsteinbank von einer daraufliegenden Mergelbank und diese von einer folgenden Kalkschicht unterscheiden lassen, entsprechen denjenigen Momenten der Erdgeschichte, wo ein Wandern der Facies eingetreten ist. Mag dieser Zeitraum kurz oder lang gedauert haben, das ist für diese Betrachtungsweise vollkommen bedeutungslos, nur der unvermittelte Wechsel in der Beschaffenheit des Gesteinsmaterials ist der Grund für die Verschiedenheit aufeinander liegender Ablagerungen. Wenn wir also auf einer Sandsteinbank eine Mergelschicht liegen sehen, so wissen wir, dass an dem betreffenden Ort die Ablagerung von Quarzsand aufgehört hat und durch Ablagerung von Thonschlamm abgelöst worden ist; eine darauf folgende Kalkbank ist ein Beweis dafür, dass auch die Ablagerung des Thonschlammes ihr Ende erreichte, und dass Kalksand und Kalkschlamm darüber ausgebreitet wurde. Ist dieses Wandern der petrographischen Facies so langsam erfolgt, dass allmälige Uebergänge von einer Ablagerung in die andere hinüber leiten, so können wir scharfe Grenzen nicht ziehen, und müssen in der stratigraphischen Beschreibung des betreffenden Profiles dieser Thatsache Rechnung tragen.

Die concordanten Trennungsebenen, welche eine Ablagerung von anderen, liegenden oder hangenden, Ablagerungen unterscheiden lassen, waren in dem Moment des historisch erfolgten Facieswechsels Oberfläche der Lithosphäre, und da sie gebildet wurden durch einen Wechsel des Gesteinsmaterials zwischen zwei Perioden fortdauernder Apposition, so können wir sie als Auflagerungsebenen bezeichnen.

Wir wenden jetzt unseren Blick von den Trennungsebenen, welche verschiedenartige Gesteine unterscheiden lassen ab, und betrachten jene horizontalen, oder ursprünglich geneigten Trennungsebenen innerhalb einer petrographisch gleichartigen Ablagerung, die man im engeren Sinne als Schichtungsflächen bezeichnet. Kein Problem der Geologie lässt sich an Bedeutung mit der Frage nach der Entstehung der Schichtung vergleichen. Von dem Kampf der Neptunisten und Plutonisten, durch die Discussion über die Erhebungskratere, bis zu den modernsten Problemen der Korallenriffe und der Glacialschotter, spielt das Wort Schichtung eine grosse Rolle in allen geologischen Streitfragen. Was ist Schichtung? Wodurch entsteht Schichtung? Was beweist Schichtung? Das sind Fundamentalprobleme der Geologie.

Halten wir in der Literatur Umschau, so begegnen uns sehr verschiedene Antworten auf diese Fragen. Werner sagt 1791[1]): „Schichten des Gesteins sind die durch gleichlaufende Klüfte in mehr oder weniger starke gleichlaufende plattenförmige Massen von einander getrennten gleichartigen Gebirgsmassen.

Und auch H. Credner[2]) giebt in seinen Elementen der Geologie den Begriff der Schichtung als ein beschreibendes Wort folgendermassen wieder: Geschichtet nennt man ein Gestein, wenn es in einer Aufeinanderfolge von plattenförmigen Massen auftritt, welche durch parallele Flächen begrenzt werden und bei weiter Ausdehnung in der Regel nur geringe Dicke besitzen.

Diesen beschreibenden Definitionen der Schichtung stelle ich eine Anzahl von Beispielen erklärender Definitionen gegenüber.

Kant[3]) sagt: Der Erdkörper, so weit wir in ihm durch das Graben gelangen können, besteht aus Stratis oder Schichten, deren eine über der anderen bald horizontal, bald nach einer oder der anderen Gegend hin geneigt fortläuft, bisweilen aber hier und da unterbrochen ist. Diese können nicht anders als in den grossen Revolutionen, der allgemeinen und oft wieder erneuten Ueberschwemmungen durch den Absatz mancherlei Schlammes erzeugt worden sein. Das sie bildende Wasser bildet im Grunde des Adriatischen Meeres noch eine Steinschicht nach der anderen.... Die Natur wirkt langsam und durch Jahrhunderte durch, durch einen kleinen Ansatz.

Chr. Kapp[4]) sagt 1834: die sogenannte Schichtung geht aus der wesentlichen Natur des Gesteins hervor, wo dieses unter offenem Himmel, oder im Gebiet überdeckenden Wassers, Raum und Ruhe hatte, sich einfach zu entwickeln, wo es ungestört erkalten und dem Zug der

1) Werner, Neue Theorie von der Entstehung der Gänge 1791, S. 2.
2) H. Credner, Elemente der Geologie 1891, S. 25.
3) J. Kant, Physische Geographie 1757, II, S. 127.
4) Kapp, Neues Jahrb. für Min. 1834, S. 257.

Schwere, der alle Körper bindet, nur soweit folgen musste, als diese Folgsamkeit in seiner speciellen Natur lag.

Dem gegenüber behauptet JAEGER[1]) 1839: Schichtung ist eine Absonderungserscheinung der Felsmassen, welche unter dem Einfluss der Umdrehung der Erde entstanden ist, indem hierbei eine gewisse Unabhängigkeit von der Schwerkraft erfolgte.

Eine bis in die neueste Zeit vielfach vertretene Ansicht spricht 1844 STUDER[2]) zum ersten Mal aus: Eine Sedimentbildung, die wiederholte Unterbrechungen erleidet, wird eine Aufeinanderfolge mehrerer Straten hervorbringen, deren Trennungsflächen oder Ablösungen um so deutlicher sein werden, je länger diese Unterbrechung gedauert hat.

NAUMANN[3]) hat diese Ansicht übernommen und sagt: Die Trennungsfläche je zweier unmittelbar aneinander grenzender Schichten bezeichnet die Pause oder Unterbrechung, welche in der Entwickelung des Gesteins stattgefunden hat.

Weiter ausgebildet hat diese Ansicht v. FRITSCH[4]) indem er sagt: Zwar ist es bisweilen möglich, annähernd die Zeit zu berechnen, welche die Bildung einer besonderen Schicht in Anspruch genommen hat, aber vollständig der Berechnung entzogen sind die Pausen, welche zwischen der Entstehung zweier übereinander liegender Gebirgsglieder gewöhnlich gelegen haben: die Pausen, welche den Schichtflächen entsprechen.

Betrachten wir zuerst die Schwerkrafttheorie, welche die Entstehnng der Schichtung an die Gravitation knüpft, so ist es ja selbstverständlich, dass die Schwerkraft überall herrscht und infolge dessen auch jede Auflagerung, mag sie geschichtet oder ungeschichtet sein, unter dem Einfluss der Schwerkraft erfolgen muss. Die Bildung eines ungeschichteten Korallenkalkes, und eines ungeschichteten Lösslagers, ebenso wie die einer ungeschichteten Moräne, oder einer ungeschichteten Lavamasse, vollzieht sich immer und ausnahmslos unter dem Einfluss der Schwerkraft. Der Gegensatz zwischen geschichteten oder ungeschichteten Felsarten besteht, obwohl beide bei ihrer Ablagerung dem Gesetz der Schwere unterworfen waren.

Die Unterbrechungstheorie nimmt an, dass jede Schicht, nachdem sie aufgelagert worden ist, dass jede neugebildete lockere Ablagerung eine gewisse Zeit braucht bis sie verhärtet ist. Erfolgt nach der Verhärtung der vorhergehenden Schicht ein neuer Absatz, so wird eine Schichtenfuge zwischen beiden entstehen.

Betrachten wir die in vollkommen horizontalen dünnen Schichten abgesetzten Sedimente des Ganges- oder Nildelta, sei es am Ufer des Stromes, oder an einer jener schlammigen Inseln, die bei niedrigem Wasserstand als Sandbänke aus dem Wasser auftauchen, durch die Wellen des Stromes bald ringsum angenagt und ausgezeichnet aufgeschlossen werden, so sehen wir die Ablagerungen in einzelne sandige Schichten zerfallen, die durch thonige Zwischenlagen getrennt werden. Keine der während des letzten Hochwassers gebildeten Schichten ist

---

1) JAEGER, Neues Jahrb. für Min. 1839, S. 22.
2) STUDER, Lehrbuch der Physik. Geogr. und Geologie 1844, S. 132.
3) NAUMANN, Lehrbuch der Geognosie 1858, S. 458.
4) v. FRITSCH, Allgem. Geologie 1888, S. 430.

härter als die darauffliegende; 10 oder 20 Schichten wechsellagern miteinander ohne dass eine derselben grössere Cementirung erlitten habe als die andere. Oder betrachten wir jene geschichteten Grundproben, welche das Loth des Challenger[1]) aus der Tiefsee heraufbrachte. Gegenüber dem rasch erfolgenden Absatz im Delta des Nil oder des Ganges, haben wir in diesem Fall Ablagerungen, zu deren Bildung vielleicht Jahrtausende nöthig waren:

Station 286: 16. Oktober 1875. 33°, 29' S. Br., 133°, 22' W. L. Tiefe: 4270 m. In der Lothröhre bemerkt man zwei übereinanderliegende Schichten. Die oberen 5 cm waren ein sehr dunkelrother Thon, enthielten nur einige wenige Foraminiferen und Radiolarien, brausten gering mit Säure. Die untere Schicht war 10 cm dick, bestand aus wenigen Foraminiferen und einer immensen Zahl sehr kleiner Coccolithen. Diese Schicht, die viel weniger Mangan enthielt, als die obere, brauste lebhaft mit Säure.

Station 294: 3. November 1875. 39° 22' S. Br., 98° 46' W. L. Tiefe: 4151 m. Der untere Theil des Sedimentes brauste nicht mit Säure, im oberen Theil waren einige ganze und viele zerbrochene pelagische Foraminiferen. Dazu grosse Mengen von Mangankörnern mit Krystallen von Phillipsit und Bruchstücken von Palagonit.

Station 296: 9. November 1875. 38° 6' S. Br., 88° 2' W. L. Tiefe: 3336 m. In der Lothröhre waren zwei Schichten bemerkbar. Die obere Schicht war strohgelb, sie enthielt 64 % Kalkreste und 1% Kieselreste, während die untere dunkelbraune Schicht wenig Organismen und viel Mangan enthielt.

Eine von Thorell[2]) 76° Br. 13° L. in 2200 m sondirte Bodenprobe bestand aus 5 deutlichen Schichten von verschiedener Mächtigkeit und Farbe mit vielen Foraminiferen (*Globigerina, Biloculina, Dentalina, Noninonia* etc.).

Wenn man bedenkt, dass die über 1 m lange, hohle Lothröhre sehr häufig 30—40 cm tief in die Tiefseeablagerungen eindrang, ganz verschiedene Schichten glatt durchnitt, und einen Bohrkern mit emporbrachte, der noch deutlich die Schichtung des Sedimentes zeigte, so ist unseres Erachtens auch für die Ablagerungen der grössten Meerestiefen der Beweis erbracht, dass die Schichtung einer Ablagerung nicht durch eine zeitliche Unterbrechung, lang genug um die vorher gebildete Ablagerung zu verhärten, bedingt war, sondern dass nur der unvermittelte Wechsel in der Beschaffenheit des Gesteinsmaterials Schichtung hervorruft.

Nachdem wir bis jetzt wesentlich solche Fälle besprochen haben, wo zwei petrographisch verschiedene Ablagerungen von annähernd gleicher Mächtigkeit an ihrer Kontaktfläche durch eine Schichtenfuge voneinander getrennt werden — müssen wir jetzt noch diejenigen Fälle ins Auge fassen, wo innerhalb eines einheitlichen Gesteins einzelne Schichtenfugen Bänke von gleicher petrographischer Beschaffenheit abtrennen.

Wenn wir eine Sandsteinablagerung untersuchen, so sehen wir oftmals die einheitliche Sandsteinmasse durch Trennungsebenen von

1) Murray & Renard, Deep Sea Deposits, S. 127, f. Additional Observations.
2) Malmgreen, Zeitschr. f. wissensch. Zoologie 1870, S. 460.



sehr geringer, kaum messbarer Mächtigkeit voneinander abgetrennt, längs deren die einzelnen Platten oder Bänke sich leicht abheben lassen. Betrachten wir nun die Oberfläche dieser Platten, so sehen wir oft darauf eine zarte Schicht silberglänzender Glimmerplättchen, wie sie innerhalb der Sandsteinplatte nicht so dicht nebeneinander liegen. In anderen Fällen sehen wir einen ganz zarten Belag von Thon auf der Schichtentafel aufliegend, und überzeugen uns leicht, dass die petrographische Beschaffenheit dieses Besteges eine wesentlich andere ist, als die des anstehenden Gesteins. Studiren wir die dünnschiefrigen Platten des mittleren Muschelkalkes bei Jena, oder die Kalkschiefer von Solnhofen, oder endlich die mehrere Meter mächtigen Kalkbänke, welche den Malm von Solothurn aufbauen, so werden wir bei sorgfältiger Betrachtnng ebenfalls einen solchen Besteg finden, der bald aus Fischschuppen, bald aus thonigen Bestandtheilen, bald ans Spongitenresten besteht, die sich zwischen die liegende und die hangende Kalkmasse einschalten. Ich gebe zu, dass es manche Fälle giebt, wo Kalkbänke in ungeheuerer Mächtigkeit übereinander liegen und wo es schwer hält nachzuweisen, dass dieselben stets durch einen Besteg von anderer petrographischer Beschaffenheit getrennt werden; ich habe mich im Dachgesteingebirge mehrfach vergeblich bemüht, eine deutlich erkennbare Zwischenschicht zwischen den Kalkbänken zu finden. Allein in anderen Fällen ist der Nachweis so leicht, dass ich glaube, nur in diesem, oft kaum erkennbaren Besteg anderen Gesteinsmaterials die Ursache der Schichtung auch solcher Bänke erblicken zu dürfen.

Selbst in recenten Tiefseeablagerungen finden wir ähnliche Vorkommnisse. Der Challenger fand auf Station 334 am 14. März 1876 unter 35°, 45 S. Br. und 18° 31' W. L. in 3501 m: zwei Schichten von Globigerinenschlick, getrennt durch eine dünne, dunkle Linie, die obere Schicht war 20 cm dick, hellbraun und bestand wesentlich aus den Schalen pelagischer Foraminiferen mit 84 % Kalk. Die untere Schicht war milchweiss, 2,5 cm dick und bestand hauptsächlich aus amorpher Kalksubstanz und Coccolithen mit 85 % Kalk. Der Uebergang von einem Sediment zum anderen erfolgte ganz unvermittelt.

Aus den bisherigen Betrachtungen geht also hervor, dass der Besteg, welcher zwei gleichartige Gesteinsbänke trennt, und Veranlassung dafür ist, dass sie durch eine Schichtenfuge getrennt erscheinen, weiter nichts ist, als eine bis zu grosser Dünne zusammengeschrumpfte Zwischenlage eines petrographisch anderen Gesteins.

Wir kommen auch durch Betrachtung eines Profils mit auskeilenden Schichten zu demselben Schluss: Bekanntlich beobachtet man nicht selten, dass z. B. Sandsteinbänke, die zwischen thonige Schichten eingeschaltet sind, oder auch Kalkschichten, die wir in Mergeln finden, sich immer mehr verschmälern und endlich spitz auslaufend verschwinden. Da wo diese auskeilende Kalkschicht noch ihre normale Mächtigkeit besitzt, entsteht die Schichtung der mit ihr verbundenen Mergelbänke dadurch, dass sich die Kalkbank zwischen diese einschaltet. Wir verfolgen jetzt die Schichtenreihe nach der Stelle, wo der Kalk auskeilend endet; wir sehen bei gleichbleibender oder grösser werdender Mächtigkeit der liegenden und hangenden Mergel den Kalk immer dünner werden, und endlich sehen wir in der Fortsetzung der

auskeilenden Kalkbank eine Schichtenfuge zwischen den jetzt „ohne Zwischenschicht“ aufeinanderliegenden Mergelschichten. In solchen Fällen können wir uns leicht davon überzeugen, dass viele als Schichtenfugen auftretende Trennungsebenen in gleichartigen Gesteinen weiter nichts sind, als petrographisch verschiedenartige Schichten von sehr geringer Dicke.

Die Absonderungsflächen, welche eine Sandsteinbank von einer daraufliegenden Mergelbank und diese von einer folgenden Kalkschicht unterscheiden lassen, entsprechen denjenigen Momenten der Erdgeschichte wo ein Wandel der Facies eingetreten ist. Mag dieser Zeitraum kurz oder lang gedauert haben, jedenfalls schalten sich diese Zeitabschnitte der Schichtenfugenbildung regelrecht ein, in die Zeiträume der wechselnden Gesteinsbildung. Dasselbe trifft aber auch für diejenigen Schichtenfugen zu, welche eine petrographisch gleichartige Ablagerung in Bänke gliedern. Ein Unterschied zwischen den Gesteinstrennungsfugen und den Schichtenfugen existirt in dieser Hinsicht nicht.

Dass die Trennungsfugen, welche ein Sandsteinlager gegen ein darüber liegendes Kalksteinlager, oder diejenigen, welche eine Lavadecke von der daraufliegenden vulkanischen Tuffschicht trennen, einmal Erdoberfläche gewesen sind, bedarf keiner besonderen Begründung. Und zwar lässt sich dieser Satz uneingeschränkt auf concordante wie auf discordante Trennungsfugen anwenden. Eine einfache Ueberlegung zeigt uns aber, dass auch die innerhalb einer Ablagerung auftretenden primären Absonderungsflächen, einmal die Begrenzung der Lithosphäre gegen die Hydrosphäre oder die Atmosphäre gebildet haben. Wenn wir absehen von Gangbildungen oder von den Flächen, die bei cumulativer Verwitterung die Verwitterungsdecke von dem unzersetzten Felsen trennen, so können wir sagen: Jede concordante oder discordante Schichtenfuge bildete einmal die Oberfläche der Lithosphäre.

Auf der gegenwärtigen Oberfläche der Lithosphäre stehen sich, wie wir mehrfach hervorgehoben haben, Denudation und Auflagerung grundsätzlich gegenüber, und es ist zweifellos, dass auch in der Vorzeit der Erdgeschichte dieser Gegensatz immer bestanden hat. Wenn es nun gelingt, auf Grund unserer früheren Betrachtungen die Entstehung und die Bildungsumstände einer Denudationsfläche aus bestimmten physiographischen Merkmalen zu erkennen, und die discordante Absonderungsfläche auf die Wirkung specifischer Denudationsvorgänge zurückzuführen, so muss es jetzt unsere Aufgabe sein, aus den Charakteren einer concordanten Ueberlagerungsfläche Schlüsse zu ziehen auf die Umstände unter denen sie entstanden ist. Und zwar wollen wir in diesem Abschnitt die Eigenschaften einer concordanten Schichtenfuge betrachten, unbekümmert um den lithologischen Charakter der beiden Gesteine, die sich in jener Fläche berühren.

Nach dem früher Gesagten ist es zweifellos, dass jede echte discordante Schichtenfuge eine Denudationsfläche ist, und für unsere folgenden Betrachtungen ist ebenso massgehend, dass jede echte concordante Schichtenfuge eine Auflagerungsfläche ist, und dass sie einmal vorübergehend die äussere Oberfläche einer neugebildeten Ablagerung dargestellt hat. Wie lange dieser

Zeitraum gedauert hat, ist für unsere Auseinandersetzungen vollständig nebensächlich. Nachdem wir uns früher auf den Standpunkt gestellt hatten, dass Schichtung ein Ausdruck der Beschreibung ist, dass er kein erklärendes Urtheil enthält und enthalten darf, wollen wir zuerst die verschiedenen Arten der Schichtung beschreiben, und dann die Umstände ihrer Bildung vergleichend betrachten.

Nothwendig für den Begriff der Schichtung ist es, dass eine Absonderungsfläche zwischen den sich überlagernden Gesteinen zu beobachten ist. Die Form und Gestalt dieser Trennungsebene kann wechseln, aber weder Farbenunterschiede, noch eingelagerte Fossilien oder Concretionen rufen wahre Schichtung hervor. Wir können in solchen Fällen nur „Andeutung einer Schichtung" wiederfinden. Auch die seitliche Erstreckung einer bestimmten Schichtenfuge ist grossem Wechsel unterworfen. Während die Schichtenfugen zwischen den Lavadecken von Dekhan auf mehrere Kilometer ununterbrochen verlaufen, sehen wir in vielen Sandsteinen Schichtenfugen schon nach 5 m Länge verschwinden und auskeilen; in demselben Profil der Schlernkluft[1]) bei Völs sehen wir den Uebergang geschichteter Kalke in ungeschichteten Kalkstein.

Die Trennungsfugen zwischen Lavadecken, die durch eingeschaltete Tuffe geschichtet sind, die Schichtenfugen zwischen einem Sandstein- und einem darauflagernden Mergellager sind entstanden durch die verschiedene petrographische Beschaffenheit der beiden Gesteine. Und es ist einleuchtend, dass die Schichtenfugen um so deutlicher hervortreten, je verschiedenartiger der physikalische Charakter der beiden Felsarten ist. Wir können leicht alle Uebergänge von angedeuteter Schichtung bis zu wohlausgebildeter Schichtung beobachten. Nun haben wir oben schon mehrfach darauf hingewiesen, dass ein principieller Unterschied zwischen den, zwei verschiedene Gesteinsarten trennenden Absonderungsflächen und den, innerhalb eines Gesteins auftretenden, Schichtenfugen gar nicht existirt.

Wenn wir in den ungünstigen Aufschlüssen, welche unser Vaterland bietet, eine Kalkablagerung von 20 m entblösst sehen, innerhalb deren keine horizontalen Trennungsfugen zu beobachten sind, so nennen wir den Kalk ungeschichtet. Wenn wir aber 100 m dicke Kalkbänke in den vegetationslosen Steilwänden des Coloradocañon zwischen Sandsteine und Mergel eingeschaltet sehen, so fassen wir das ganze riesige Profil doch als geschichtet auf. Und wenn jene Ablagerungsgrenzen durch einen Wechsel in der Beschaffenheit des Gesteinsmaterials entstehen, so können wir diesen Satz auch auf jede Schichtung übertragen und können feststellen: Schichtung entsteht durch eine Verschiedenheit des Gesteinsmaterials, durch einen Wandel der Facies. Und da ein Gestein in seinen Eigenschaften so vollständig von den Bedingungen seiner Bildung abhängig ist, dass eine geringe Veränderung der Bildungsumstände sich auch in einer Veränderung der Eigenschaften des Gesteins ausprägt, so kommen wir nothgedrungen zu dem einzigen allgemeinen Urtheil über die Entstehung der Schichtung, das wir in folgenden Worten zusammenfassen: Schichtung entsteht

1) Emmerich, Neues Jahrb. für Min. 1844, S. 802.

durch einen unvermittelten Wechsel in den lithogenetischen Bedingungen[1]).

Nach diesen für jede beliebige Schichtenfuge giltigen Sätzen: müssen wir zuerst die verschiedenen Typen der Schichtung besprechen,

1) Mangel der Schichtung (s. Fig. 1). Ungeschichtet nennen wir eine Ablagerung, innerhalb deren keine trennenden Schichtenfugen zu beobachten sind. Es kann vorkommen, dass ein Gestein nur scheinbar ungeschichtet ist, dass ein Kalk auf dem

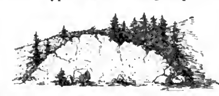


Fig. 1. Mangel der Schichtung.

Querbruch ungeschichtet erscheint, während durch Verwitterung eine Wechselfolge von feineren und gröberen Fragmenten sichtbar wird. Solange aber an einem Aufschluss ein unvermittelter Wechsel in der physikalischen Gesteinsbeschaffenheit nicht nachweisbar ist, nennen wir die Ablagerung ungeschichtet.

2) Andeutung der Schichtung (s. Fig. 2) nennen wir die Gliederung einer Ablagerung durch unterbrochene ursprüngliche Trennungsfugen. Die Schichtung kann durch Versteinerungen angedeutet sein,



Fig. 2. Andeutung der Schichtung.

oder bei vulkanischen Gesteinen durch horizontale Reihen von Dampfporen und Mandelsteinsekretionen.

3) Schichtung ist die Gliederung einer Ablagerung in aufeinander-

---

1) Anmerkung. In der mir zugänglichen Literatur habe ich bei folgenden Autoren eine ähnliche Ansicht wiedergefunden: Kloeden sagt 1859 (Physik. Geogr., S. 206): Eine Schichtung setzt voraus, dass in der Bildung der Gesteinsmasse Unterbrechungen oder Pausen stattgefunden haben, oder dass von irgend einem Zeitpunkt an durch veränderte Umstände eine Art von Bildung auch ein abweichendes Produkt zur Folge gehabt hat, so dass jede einzelne Schicht einer besonderen Bildungsperiode entspricht.

Pfaff (Allgem. Geologie, 1873, S. 64) sagt: In der Regel findet man zwischen zwei verschiedenen Schichten nicht einfach eine blosse Fuge, sondern eine dünne Lage anderen Materials, und es dürfte naturgemässer sein, statt der Unterbrechung des Absatzes ganz allgemein den Begriff einer Aenderung der Bildungsverhältnisse zu substituiren.

E. Kalkowsky (Elemente der Lithologie, 1886, S. 21) sagt im Anschluss an die Besprechung der Schwerkraft: tritt eine Unterbrechung in der Zufuhr von Material, oder gar eine Aenderung seiner Beschaffenheit ein, so erhält die Schicht nach oben eine Grenze, die zugleich zur unteren Grenze und Unterlage für die sich zunächst bildende Schicht wird.

v. Richthofen (China, I, S. 61) sagt: Bei vielen Gesteinen sind die einzelnen Lagen des Materials, wie sie sich successiv abgesetzt haben, durch ebene, und unter einander mehr oder weniger parallele Flächen getrennt, welche in der Regel einer periodischen Aenderung des abgesetzten Materials ihre Entstehung verdanken, und eine mehr oder minder leichte Loslösung der einzelnen Lagen des Gesteins, oder der Bodenart gestatten.

v. Guembel betont denselben Vorgang, wenn er (Geologie von Bayern 1888, I, S. 484) sagt: Im Grunde lässt sich jede unterscheidbare Schicht als das Zeichen einer Unterbrechung der fortschreitenden Ausbildung der Erdrinde und einer, wenn auch noch so schwachen Veränderung in den Bildungsbedingungen betrachten.

liegende Lager durch ununterbrochene ursprüngliche Trennungsflächen. Eine Schichtungsfläche kann concordant oder discordant sein.

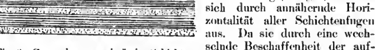


Fig. 3. Concordante regelmässige Schichtung (Wechsellagerung).

Concordante regelmässige Schichtung (s. Fig. 3) zeichnet sich durch annähernde Horizontalität aller Schichtenfugen aus. Da sie durch eine wechselnde Beschaffenheit der aufeinanderliegenden Ablagerungen entsteht, so spricht man, wenn die verschiedenen Gesteinslager ungefähr die gleiche Mächtigkeit besitzen, von Wechsellagerung. Die concordante Schichtenfuge entspricht einer Auflagerungsfläche.

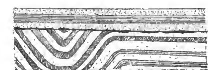


Fig. 4. Discordante Schichtungsfläche (rechts „maskirte Discordanz").

4) Discordante Schichtung (s. Fig. 4) entsteht durch die Ueberlagerung eines theilweise denudirten Gesteins von einer neuen Ablagerung. Nur in seltenen Fällen ist die Denudationsfläche so horizontal, dass sie übereinstimmt mit der Form der darunter und darüber liegenden concordanten Schichtenfugen, wir nennen dies: maskirte Discordanz (s. Fig. 4 rechts). In der Regel zeichnet sich die discordante Schichtung durch eine unregelmässig übergreifende Lagerung (s. Fig. 4 links) aus.



Fig. 5. Diagonalschichtung mit regelmässig geschichteten Zwischenlagen.

5) Diagonalschichtung (s. Fig. 5) besteht darin, dass eine, durch concordante Schichtenfugen nach unten und oben ebenflächig abgegrenzte Bank nach der Richtung der beiden Diagonalen in einzelne kleinere Schichten zerfällt. Die Diagonalschichtung kann nur angedeutet oder vollkommen ausgebildet sein, jedenfalls kann man immer eine, antiklinal nach beiden Seiten geneigte, Reihe von Trennungsebenen innerhalb einer Bank erkennen. Diagonal geschichtete Bänke wechseln häufig mit regelmässiger Schichtung in den aufeinanderfolgenden Bänken eines Profils ab.



Fig. 6. Auskeilende Schichtung.

6) Auskeilende Schichtung (s. Fig. 6) besteht darin, dass sich innerhalb desselben Profils eine Schicht oder Bank immer mehr verschmälert und endlich verschwindet, oder sogar in eine Schichtenfuge übergeht. Gerade dieses letztere Verhältniss ist für die Beurtheilung des Wesens der Schichtung von massgebender Bedeutung. Wenn eine Gesteinsschicht so dünne werden kann, dass sie im Verlaufe des Profils in einer Schichtenfuge endigt, so ist damit der Nachweis geführt, dass in vielen Fällen ein principieller Unterschied zwischen Schicht und Schichtenfuge gar nicht besteht. Denn

die Schichtenfuge ist darnach oft weiter nichts, als eine bis zu grosser Dünne zusammengeschrumpfte Schicht anderen Gesteinsmaterials.

Da keine einzige Schicht um die ganze Erdrinde herum verfolgt werden kann, vielmehr oft schon nach kurzem Verlauf endet und durch andere Schichten abgelöst wird, so muss principiell jede beliebige Ablagerung irgendwo auskeilen. Aber die Stellen solchen Facieswechsels sind naturgemäss in einer kleineren Anzahl von Fällen deutlich aufgeschlossen, als die Profile regelmässiger Schichtung.

7) Die Uebergussschichtung (s. Fig. 7) ist eine Unterart der auskeilenden Schichtung, und beruht in schuppenförmig übereinander greifenden auskeilenden Schichten, wie sie besonders schön an den Gehängen von Korallenriffen als Kalkzungen ausgebildet sind, die in die umgebenden klastischen Sedimente hinabtauchen.



Fig. 7. Uebergussschichtung (rechts auf dem Durchschnitt).

8) Die unregelmässige Schichtung (s. Fig. 8) ist dadurch charakterisirt, dass alle vorher genannten Typen der Schichtung in buntem Wechsel neben- und übereinander vorkommen, so dass das aufgeschlossene Profil keinen überwiegenden Typus des Schichtenverbandes zeigt.

Fig. 8. Unregelmässige Schichtung.

Alle Schichtungsflächen sind Ebenen geringerer Festigkeit innerhalb eines Profils. Die Verwitterung kann infolgedessen an diesen Stellen stärker wirksam sein, als an anderen Orten. Von den Lithoklasen und den Schieferungsflächen, mit denen die Schichtungsflächen in dieser Hinsicht übereinstimmen, unterscheiden sich die letzteren dadurch, dass sie ursprüngliche, nicht nachträglich entstandene Festigkeitsunterschiede darstellen.

Ein Wechsel in den Bedingungen des Absatzes kann durch zwei verschiedene Umstände hervorgerufen werden, die zwar im Wesen übereinstimmen, aber doch eine gesonderte Behandlung erfordern:

Wenn aus dem Vulkanschlot zuerst flüssige Lava hervordringt, dann Aschen ausgestossen werden, und sich dieser Wechsel mehrfach wiederholt, so entsteht eine aus Lava und Tuff geschichtete vulkanische Ablagerung. Wenn ein Fluss zur trockenen Sommerszeit nur leichte Thontheilchen ins Meer trägt, aber durch die Schneewasser geschwellt, im Frühjahr auch gröberen Sand zu verfrachten im Stande ist, so bildet er einen aus Thonschichten und Sandstein geschichteten Deltakegel. Wenn am Boden der Tiefsee lange Zeit hindurch monotones Globigerinenplankton abgelagert wurde, und dann wieder die bionomischen Verhältnisse des offenen Meeres in der Weise wechselten, dass Diatomeen dasselbe belebten, so wird sich eine Ablagerung bilden, welche aus wechselnden Schichten von Globigerinenkalk und Diatomeenkieselschiefer besteht. Wir wollen diesen Vorgang direkte Schich-

tung nennen, weil in diesen Fällen die definitive Schichtung mit der ersten Ablagerung des Gesteins zeitlich zusammenfällt.

Ganz anders liegen aber die Verhältnisse, wenn ein aus Sand und Thon gemengtes Sediment zur Ablagerung kam, und später diese Sedimentmasse durch die Wasserbewegung aufgewühlt wurde. Bei jedem Sturm kann man an sandigen Küsten beobachten, dass nach einiger Zeit das Meerwasser nahe dem Strande missfarbig wird. Wenn wir uns diese Umstände auf dem senkrechten Querschnitt betrachten könnten, so würden wir bemerken, dass überall, wo die Wasserbewegung den Meeresgrund erreichte, das Sediment des Meeresbodens aufgewühlt und der leichtere Theil des abgelagerten Materials im Wasser schwebend erhalten wurde. Der Sturm hört auf, das Wasser beruhigt sich, und langsam sinkt die Wassertrübe zu Boden. Es entsteht eine geschichtete Ablagerung, welche aus einer unteren grobkörnigen und einer oberen thonigen Schicht besteht.

Auch auf dem Festland kann sich diese, wie wir sie nennen wollen: indirekte Schichtung leicht bilden, wenn der Wirbelwind feine Staubtheilchen in der Wüste emporträgt, während die schwereren Sandkörner liegen bleiben. Denn, sobald der Wind nachlässt und der Staub wieder zu Boden fallen kann, sind die Bedingungen der Schichtenbildung gegeben.

Die spätere Schichtung[1]), ursprünglich ungeschichteter Massen durch Ausschlämmung ist einer der häufigsten Charaktere der Sand- und Sandsteinbildungen, und die unmittelbare Beobachtung ihrer Bildung erklärt leicht, wie Conglomerate und Sandsteine so häufig wechseln wie gleichzeitige Bildungen einen sehr verschiedenen Charakter annehmen können.

Ein rascher Wechsel des Sedimentes nach der Grösse des klastischen Materials, die häufige Wiederholung dünner Thonschichten zwischen Sandsteinbänken dürfte am einfachsten in dieser indirekten Schichtung ihre Erklärung finden.

Auch die Vertheilung von Fossilien innerhalb eines Gesteins kann auf demselben Weg geschehen. Auf den Sandwatten Jütlandes sondern und ordnen die täglichen Fluthen was die hohen Sturmfluthen ausgeworfen haben. Sie spülen einen Theil des Sandes weg und sammeln Tausende von Conchilien an der Oberfläche. Die Sturmwellen werfen die Muscheln ans Ufer, die Fluthwellen ordnen dieselben und bringen dadurch Schichtung hervor.

In fast homogenen Absätzen kann Schichtung sogar unter dem Einfluss von Temperaturschwankungen entstehen und vergehen:

Nach den Versuchen von Brewer[2]) verhalten sich Thonpartikel in Wasser sehr verschiedenartig. Manche Thonsubstanzen fallen, nachdem sie durch Schütteln gleichmässig im Wasser vertheilt waren, in der Weise zu Boden, dass der Bodensatz von unten nach oben an Dichte abnimmt und endlich reines klares Wasser über sich stehen lässt. Gewöhnlich aber setzt sich das suspendirte Material in mehr oder weniger deutlichen Schichten ab.

Manchmal erkennt man 2 oder 3 verschiedene Schichten, ein

1) Forchhammer, N. Jahrb. f. Min. 1841, S. 22.
2) Americ. Journal, 3. S., XXIX, 1885, S. 1.

anderes mal 7 oder 8, je nach der Reinheit des Wassers an gelösten Substanzen, und je nach der Temperatur. Manche Schichten sind leicht erkennbar, andere sind undeutlich und lassen sich nur bei günstiger Belenchtung erkennen. Die einen sind scharf getrennt, andere zeigen nur eine undeutliche Trennungslinie. Gewisse Schichtenfugen, die bei einer bestimmten Temperatur undentlich waren, werden durch Temperaturerhöhung nnd durch Abkühlung scharf und deutlich, während andere Fugen durch Temperaturveränderungen zum Verschwinden gebracht werden können. Bisweilen trennt sich eine einheitliche Schicht durch Temperaturveränderung in mehrere unterscheidbare Unterabtheilungen, diese verschwinden wieder bei Verminderung oder Steigerung der Temperatur.

Anch diese Versuche zeigen, dass Schichtung unabhängig von der zeitlichen Unterbrechung des Absatzes entstehen kann.

Wir haben schon mehrfach auseinandergesetzt, dass Schichtungsflächen ehemalige Auflagerungsflächen sind, d. h. dass sie der einstigen Oberfläche einer frisch gebildeten Ablagerung entsprechen. Damit ist unseren weiteren Untersuchungen über die Entstehung der Schichtung der Weg vorgezeichnet. Wir haben die Oberflächenform frisch gebildeter Ablagerungen auf der heutigen Erdrinde zu prüfen, und müssen uns dieselben auf dem optischen Querschnitt darzustellen suchen, um darnach die in den geologischen Profilen erkennbaren Schichtenfugen zu beurtheilen.

Jede Ablagerung hat eine Unterlage, einen Rand und eine Oberfläche. Nach den Grundsätzen der ontologischen Methode werden wir demgemäss zuerst: die Neigung der Unterlage, dann die Neigung der Oberfläche einer Ablagerung und endlich die Randpartieen der frisch gebildeten Gesteine ins Auge fassen.

Dass die N e i g u n g d e r U n t e r l a g e eine massgebende Rolle bei der Ablagerung eines Gesteins spielt, bedarf keiner Begründung. Auf einer senkrechten Fläche können sich zwar benthonische Meeresorganismen ansiedeln, und unter Umständen durch die Mineralsalze ihrer Gewebe eine Ablagerung erzeugen, allein verschiebbares Gesteinsmaterial wird sich um so leichter anhäufen können, je mehr sich die Neigung der Unterlage einer horizontalen Ebene nähert. Ablagerungen können auf Denudationsflächen zum Absatz gelangen, in jedem Fall wird der Neigungswinkel des Untergrundes anch die Art der Ablagerung beeinflussen.

Betrachten wir zuerst die organischen Ablagerungen, so ist dem Wachsen von Korallen, Kalkalgen, Bryozoen und ähnlichen Kalkbildnern durch die Neigung des Untergrundes keine Grenze gesetzt.

Die Challengerbank[1]) auf den Bermudas ist 19° steil; das Bougainvilleriff ist bei 110 m Tiefe senkrecht, bis 250 m 76°, bis 450 m 53° geneigt; das Dartriff ist bis 350 m 64°, die Macclesfjeldbank in der Chinasee bis 1300 m 51° geneigt.

Nach den Lothungen des Challenger[2]) betrug der Winkel des submarinen Abhangs an den Bermudas bis 760 m etwa 20°, von da bis zu 1800 m gegen 7—15°.

1) Wharton, Nature 1890 Juni.
2) Challenger, Narrative, I, S. 139.

Das Barrierriff von Tahiti[1]) zeigt folgende Böschungswinkel:

ungefähre Tiefe in Metern	Neigungswinkel
0 m	2,17°
2 m	2,45°
4 m	23,22°
24 m	15,38°
36 m	37,14°
bis 64 m wuchsen noch lebende Korallenstöcke	
70 m	69,15°
190 m	38,39°
230 m	45°
270 m	30,58°

Bis hierher fand sich Korallensand gemischt mit vulkanischem Material. Grobe Korallenblöcke lagen noch 280 m tief.

Nach ARAGO[2]) beobachtet man an der Flanke von der Vulkaninsel Ferdinandea 47—62°.

am Vesuvkegel 33°

an der Actnaspitze 32°.

Trockener feiner Sand blieb liegen auf einer Unterlage von 34°, trockene feine Erde bei 46°, feuchte Erde bei 50°.

Nach den Versuchen von ROZET[3]) können sich regelmässige Sedimentschichten auf einer bis 30° geneigten Unterlage bilden. Bei zunehmender Neigung nimmt die Dicke der Schichten ab. Minder schwere Körper können sich auf geneigteren Flächen halten, und Geschiebe können sich noch bei 15° Neigung in regelmässige Schichten lagern. Die Beobachtungen von STUDER[4]) am trocken gelegten Delta des Lungener See's zeigten Kies- und Sandschichten, welche unter einem Winkel von 35° gegen den Seegrund geneigt waren, und dort allmälig in die horizontalen Schichten desselben übergingen. Der feine Seeschlamm hatte sich an manchen Stellen unter 25° abgesetzt. Solche stark geneigten Thonschichten, waren oben 10—20 cm dick, während sie nach unten zu 1 m Mächtigkeit anschwollen.

Alle die bisher angeführten Winkel entsprechen also den Winkeln, welche Schichtenflächen ursprünglich auf denudirten Flächen oder auf vorherigen Ablagerungen bilden können.

Häufig bestimmt die Neigung des Untergrundes auch den Böschungswinkel der Oberfläche einer Ablagerung. Aber da solche Verhältnisse und Beziehungen in jedem Profil deutlich aufgeschlossen sind, können wir eine speciellere Behandlung dieser Verhältnisse ausser Acht lassen.

Wir haben früher festgestellt, dass jede obere Begrenzungsfläche einer Ablagerung, einstmalige Erdoberfläche gewesen ist. Bei fortdauernder Ablagerung wird die Oberfläche des vorhergehenden Absatzes zur Unterlage des darauf abgelagerten Materials, und damit zur Schichtenfuge. Eine Schichtungsebene in einer Ablagerung ist also die Oberfläche der unteren Bank und die Unterlage der darauf fol-

1) CHALLENGER, Narrative, II, S. 779.
2) Neues Jahrbuch für Mineral. 1838, S. 454.
3) ROZET, Bull. géol. 1835, VI, S. 340, nach Neues Jahrbuch für Mineral. 1838, S. 217.
4) STUDER, Neues Jahrbuch für Min. 1836, S. 699.

genden Schicht. Und wenn wir uns ein Urtheil bilden wollen über die ursprüngliche Neigung frisch gebildeter Schichtungsflächen, so brauchen wir nur das Oberflächenrelief und die Böschungsverhältnisse der Regionen der Auflagerung zu studiren. Wir wollen zuerst die Neigung festländischer Ablagerungen betrachten:

Die seeseitige Böschung[1]) der Düne an der frischen Nehrung war durchschnittlich 5,5°, die landseitige aber 31,5°, die grösste Neigung wurde mit 41° beobachtet.

Am Golf[2]) von Gascogne, zwischen den Mündungen der Gironde und des Adour ist eine bis 8 km breite Zone, bedeckt mit 50—100 m hohen Dünenketten. Die Sandberge haben auf der Luvseite (dem Seewind zugewandt) eine Neigung von 8—20°, auf der gegenüberliegenden Leeseite (vom Winde abgewandt) eine solche von 32—40°

Die Dünen[3]) der algerischen Sahara haben einen gegen den Wind gerichteten sanften Abhang, und auf der andern Seite eine Neigung von 32—33°.

Das normale Querprofil[4]) einer Sanddüne in der Libyschen Wüste zeigt auf der, dem herrschenden Winde zugekehrten, etwas convexen Seite einen Neigungswinkel von 10—20°, auf der entgegengesetzten Seite dagegen einen Böschungswinkel von 30°. Der Dünenkamm ist wie mit dem Messer abgeschnitten und unter ihm fällt auf der Leeseite das Gehänge 1—2 m hoch senkrecht ab.

Auch am Grunde von Wasserbecken finden wir sehr wechselnde Böschungen an den frisch aufbereiteten Sedimenten:

Dass die Oberfläche eines lebenden Korallenriffes unter Umständen nicht nur zur definitiven Grenzfläche des Korallenkalkes, sondern ebenso leicht zur Schichtungsfläche innerhalb der Kalkablagerung werden kann, bedarf nach dem früher Gesagten keiner Begründung. Wir haben später noch zu zeigen, dass auf einem Korallenriff die Vorbedingungen für die Bildung jeder beliebigen Art der Schichtung gegeben sind. Die durch eine negative Strandverschiebung trocken gelegten Korallenkalke[5]) auf Wokan Isl. fallen 20° gegen die See ein, und es ist nach den oben angeführten Zahlen der äusseren Böschung von Korallenriffen sehr wahrscheinlich, dass auch noch stärker geneigte ursprüngliche Schichtungsflächen in Korallenkalken vorkommen. Besonders am Rande der Riffkalke, wo dieselben mit gleichzeitigen thonigen Facies zusammenstossen, findet sich häufig jene eigenthümliche Art der Schichtung, welche v. Mojsisovics[6]): Ueberguss-schichtung genannt hat. In diesen Fällen gehen von der ungeschichteten Kalkmasse des Riffstockes stark geneigte Kalkzungen in die benachbarten Mergelschichten, welche nach der Denudation der letzteren, auf der Fläche der Riffböschung als vielfach gebogene, unterbrochene, wellige Schichtenfugen erscheinen, im schematischen Querschnitt aber abwärts geneigte Kalkzungen sind, welche wie Schalen dichtgedrängt

1) Hagen, Seeuferbau, II, S. 137.
2) Pigeon, Annales des Mines, 4. S., XVI, S. 257.
3) Rolland, Géologie du Sahara algérien. Paris 1890, S. 213.
4) Zittel, Palaeontographica, Bd. XXX, S. 138.
5) Challenger, Narrative, II, S. 551.
6) v. Mojsisovics, Dolomitriffe von Südtirol, S. 169.

übereinanderliegen. Schon DARWIN[1]) hat auf diese „schräge Schichtung" an der Basis von Korallenriffen aufmerksam gemacht.

Klastisches Material wird je nach seiner Korngrösse oder der Wasserbewegung unter verschiedenen Böschungen aufgelagert. An der Küste[2]) bei Skagen wird Sand unter 6°, 8°, 12°, 13°, 14° aufbereitet. Gerölle bleiben im Maximum unter 25° liegen.

Wesentlich flacher wird der Böschungswinkel in einiger Entfernung von der Küste. E. de BEAUMONT[3]) fand im Delta

des Mississippi	eine	Böschung	von	1° 0'
der Tiber	„	„	„	0° 45'
der Rhone	„	„	„	0° 30'
des Ebro	„	„	„	0° 17'
der Donau	„	„	„	0° 12'
des Po	„	„	„	0° 9'
des Ganges	„	„	„	0° 4'

und je weiter man sich von der Küste entfernt, desto mehr nähert sich (mit Ausnahme der früher besprochenen Kontinentalstufe) die Neigung des Meeresbodens der Horizontalen.

Unsere bisherigen Betrachtungen haben aber nur eine Seite des Schichtungsproblems beleuchtet; wir haben bisher nur das vertikale Profil durch eine beliebig ausgedehnte Schichtenserie betrachtet; und es erübrigt noch, die einzelne Schicht in ihrer horizontalen Ausdehnung und die *Grenze der Schicht* in den Kreis unserer Erörterungen zu ziehen.

Wir müssen hier wohl unterscheiden zwischen den ursprünglichen und den empirischen Grenzen einer Schichtentafel, und lassen jetzt alle durch nachträgliche Vorgänge gebildeten, secundären Schichtengrenzen (Denudationsgrenzen) ausser Acht.

Sobald wir im Stande sind, eine gegebene Schicht in ihrer seitlichen Ausdehnung weiter zu verfolgen, so finden wir stets irgendwo ein Ende derselben. Keine Schicht geht um die ganze Erde herum, keine Bank lässt sich auf eine beträchtliche Erstreckung unverändert weiter verfolgen; irgendwo wird sie durch andere Bänke oder Schichten abgelöst. Bald ist die horizontale Erstreckung einer Schicht so gering, dass wir sie als *Linse* bezeichnen, bald können wir in demselben Aufschluss ihren Rand nicht beobachten, aber bei sorgfältigem Studium sehen wir jede Schicht *auskeilen*.

Der Charakter jedes frisch gebildeten Gesteins wird bedingt durch die specifischen Bedingungen seiner Bildung; und wenn wir eine ebenso genaue Kenntniss dieser Bildungsumstände, wie eine vollkommene Physiographie des fertigen Gesteins besässen, so könnte man Ursache und Wirkung der Gesteinsbildung in den engsten Causalzusammenhang rücken. Soviel aber können wir schon jetzt behaupten: *Die primären Eigenschaften der Gesteine sind eine Folge der Bildungsumstände.* Nach den Grundsätzen der ontologischen Methode werden wir künftighin die Regionen der Gesteinsbildung und die Correlation der daselbst gebildeten Gesteine zu betrachten haben; hier genügt es

1) DARWIN, Korallenriffe, Stuttgart 1876, S. 115, Anm. 18.
2) FORCHHAMMER, Neues Jahrbuch für Mineral. 1841, S. 24.
3) E. DE BEAUMONT, das. 1838, S. 218.

uns zu wissen, dass die Verschiedenheit der räumlich nebeneinander und zeitlich nacheinander gebildeten Gesteine durch eine Veränderung in den Bedingungen der Gesteinsbildung hervorgerufen wird. Ebenso wie die Verbreitung der Fossilien in den Schichten der Erde von beständigen Wanderungen der Floren und Faunenbezirke über die Erdoberfläche zu erzählen weiss, so wandert auch beständig die Facies der Gesteinsbildung.

Wo in dem einen Abschnitt der Erdgeschichte Küstendünen zur Ablagerung gelangten, da finden wir in einer folgenden Periode die Salzlager der Strandlagunen, später die Mergel der Flachsee und darüber vielleicht die ungeschichteten Kalke eines Korallenriffes. So verschiebt sich beständig auf der Erdoberfläche die Vertheilung der Gesteinsfacies; und wie bei den Lebensbezirken, so verlangt das *Gesetz der Correlation der Facies*, dass nur solche Gesteine unmittelbar übereinander zur Ablagerung gelangen können, welche auf der gegenwärtigen Erdoberfläche nebeneinander beobachtet werden.

Das Nebeneinander der Gesteine, die Heteropie der Felsarten tritt uns auf dem Querschnitt des Profils als *auskeilende Schichtung* entgegen. Das Auskeilen einer gegebenen Schicht, einer Bank ist nicht etwa eine Ausnahme, sondern eine Nothwendigkeit. Keine Schicht ist seitlich unbegrenzt, jede Schicht keilt sich nach jeder Seite ihrer Flächenausdehnung aus; und es liegt nur an der Unvollkommenheit der Aufschlüsse, wenn wir den Eindruck einer seitlich unbegrenzten Schicht erhalten; genau so wie es nur an der Höhe des Aufschlusses liegt, ob wir eine ungeschichtete Ablagerung vor uns sehen, oder eine Gliederung des Profils durch Schichtenfugen erkennen.

Ausser den eben besprochenen, ursprünglichen Grenzen einer gegebenen Ablagerung giebt es noch eine andere Art der Begrenzung von Schichten, welche nicht gerade als Ausdruck einer regionalen Denudation, wohl aber als solcher einer lokalen Wanderung des Sedimentes betrachtet werden muss, ich meine die *Diagonalschichtung*.

Wir haben die Diagonalschichtung schon beschrieben und fanden ihren wesentlichen Charakter darin, dass innerhalb einer, regelmässig nach oben und nach unten horizontal abgegrenzten Bank eine, nach den beiden Diagonalen orientirte, Schichtung zu sehen ist. Ich lege Gewicht darauf, dass die Diagonalschichtung nach den *beiden* Diagonalen, je nachdem antiklin oder synklin gegliedert ist, denn, wenn man, wie es häufig geschieht, das Wesen der Diagonalschichtung darin sucht, dass die Gliederung innerhalb der Bank nur nach einer Diagonale geneigt erscheint, dann besteht kein Zweifel darüber, dass es sich um den Durchschnitt eines Schuttkegels an der Mündung eines Flusses oder um jene Art der unregelmässigen Schichtung dreht, welche FORCHHAMMER durch die Anspülung von Sandschichten an einen meerwärts geneigten Strand erklärt hat. Echte Diagonalschichtung liegt nur vor, wenn die untergeordneten Schichtenfugen, wie es auf Fig. 5 S. 630 dargestellt ist, antiklin (oder synklin) nach beiden Diagonalen verlaufen. Eine solche Bildung kann weder am Deltakegel eines Flusses, noch am geneigten Flachstrand entstehen. Vielmehr *entsteht Diagonalschichtung dadurch, dass ein, aus concentrischen Schaalen aufgebauter Sedimenthügel seine Lage verändert und hierbei einen Theil seiner Basis am alten Orte zurücklässt.* Folgende

Thatsachen werden diese Ansicht bestätigen: An der Jütländischen[1]) Küste ist jede Düne in der Weise geschichtet, dass sie auf der Luvseite unter 5°, auf der Leeseite unter 30° geneigt ist, entsprechend dem äusseren Umriss des Sandberges. Diese Schichtung zeigt sich in der Abwechslung von feinen und groben Körnern, deren Absatz durch die verschiedene Stärke des Windes bestimmt war. Wenn eine solche Düne wandert, und hierbei einen Theil ihrer Basis stehen lässt, so muss jener Fall eintreten, den v. MIDDENDORF[2]) in wandernden Dünen in der Kokanwüste beobachtete. Dort fanden sich Dünen, welche, ähnlich wie die oben beschriebenen, aus concentrischen Schichten von Sand und Thonstaub bestanden. Beim Wandern der Düne war ein Theil der Basis stehen geblieben und die zwischen die Sande eingeschalteten Lehmschichten bildeten auf dem Anschnitt papierdünne Schichtenköpfe, welche auf der Luvseite den Hügel horizontal umsäumten (vergl. die Abbildungen Fig. 5 und 8).

Aber nicht nur durch das Wandern festländischer Dünen, sondern auch durch Verschiebung mariner Sandbänke und Barren kann Diagonalschichtung entstehen. Die Klippen der Adamsbrücke[3]) in der Palkstrasse bestehen aus Sandsteinen, welche durch ihren Gehalt an marinen Conchilien als eine submarine Bildung leicht erkannt werden können. Bei ihnen ist ebenfalls die Diagonalschichtung in allen Typen der Ausbildung entwickelt. Und wenn man beobachten kann, wie fast alljährlich in jenem Meeresarm durch die heftige Monsunströmung eine beständige Veränderung der Sandbänke und der übrigen Sedimentformen hervorgerufen wird, so liegt es nahe auch für diese älteren Litoralgesteine eine ähnliche Bildungsweise anzunehmen.

Blicken wir jetzt zurück auf die bisher besprochenen Typen der Schichtung, so können wir zusammenfassend folgende Sätze aussprechen: Regelmässige concordante Schichtung entsteht entweder durch eine Veränderung in den Ablagerungsbedingungen, durch ein Wandern der Facies, oder durch die lokale Sonderung einer aus verschieden schweren Theilchen bestehenden Ablagerung. Je rascher und häufiger die Schichten verschiedenen Gesteinsmaterials aufeinander folgen, desto häufiger wechselten die Bedingungen der Ablagerung, oder desto häufiger wurde das abgelagerte Sediment aufgewühlt. Die Schichtenfugen entsprechen nicht einer zeitlichen Unterbrechung des Absatzes, sondern dem Wechsel der Facies.

Ungeschichtete Ablagerungen entstehen, wenn während der Ablagerung keine Veränderung in den Bedingungen derselben, und kein Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit eintritt.

Angedeutete Schichtung entsteht, wenn jene Veränderung des Gesteinscharakters in einer grösseren Ablagerungsregion nicht gleichzeitig eintritt.

Diagonalschichtung entsteht dadurch, dass ein aus concentrischen Schalen aufgebauter Sedimenthügel in seinem oberen Theile wandert, während der untere Theil stehen bleibt. Ist der Neigungswinkel der antiklinal zusammenstossenden Schichtungsdiagonalen an-

1) FORCHHAMER, Neues Jahrbuch für. Mineral. 1841, S. 7.
2) v. MIDDENDORF, Mém. Acad. Imp. St. Petersbourg, XXIX, I, S. 91.
3) J. WALTHER, Peterm. Mitth., Ergänzungsheft 102, S. 11.

nähernd gleich gross, dann handelt es sich um eine Bildnng unter Wasser, ist derselbe auf der einen Seite etwa 5—10°, auf der anderen Seite 20—30°, so liegt ein Dünengestein vor.

Auskeilende Schichtung und Uebergussschichtung bezeichnen den räumlichen Wechsel der Facies, und charakterisiren den äusseren Rand einer Ablagerung. Uebergussschichtung ist beschränkt auf die Böschung von Korallenriffen.

Unregelmässige Schichtung entsteht meist im Litoralgebiet unter dem Einfluss beständig wechselnder Wellen nnd Strömungen.

Die Neigung des Untergrundes beeinflusst die Neigung der Schichtungsoberfläche. Organische Ablagerungen können selbst an senkrechten Wänden gebildet werden, und daher durch sehr steile ursprüngliche Schichtungsfugen getheilt erscheinen. Mechanische Ablagerungen können auf Böschungen bis zu 30° gebildet werden, nnd entsprechende Schichtung zeigen.

Die Frage, ob Schichtung verloren gehen kann, ist früher gewöhnlich in bejahendem Sinn entschieden worden, obwohl nur wenige lokale Fälle sicher nachgewiesen werden konnten. Die metamorphosirenden Kräfte, auf deren Wirkung man einen solchen Vorgang zurückführen könnte, sind Hitze und Druck. Wenn Schichtung durch starke Erwärmung nothwendig verschwinden müsste, so würden wir an den Contaktgrenzen vulkanischer Gesteine diese Erscheinung immer beobachten können. Die berühmte Contaktstelle bei Predazzo[1]) zeigt folgende Verhältnisse: die an der Basis des Aufschlusses anstehenden wohlgeschichteten Bänke gehören dem unteren Muschelkalk an. Diese Schichten sind theils in mit Carbonaten vermengte Silikate, theils in continuirliche Silikatbänke umgewandelt.

Hier ist also keine Veränderung der geschichteten Struktur eingetreten, obwohl jede einzelne Schicht sehr wesentliche strukturelle und chemische Veränderungen erlitten hat. Und die vielen Profile, welche v. Mojsisovics in dem angeführten Werk über das Ineinandergreifen geschichteter und ungeschichteter Kalkmassen giebt, zeigen, dass die Schichtungslosigkeit der Dolomiten eine ursprüngliche Eigenschaft ist, aber nicht eine nachträgliche Veränderung durch Metamorphose.

Dass Schichtung durch Druck nicht nothwendiger Weise verloren geht, dafür ist jedes Profil in dem man Schichtung und Schieferung unterscheidet ein zwingender Beweis. Denn wenn durch die bedeutende mechanische Leistung des Seitenschubes das ganze Gefüge der Felsmasse so verändert werden konnte, dass Schieferung entstand, ohne dass dabei der ursprüngliche Gesteinswechsel der Schichten verändert wurde, dann ist die Meinung, dass Schichtung durch Metamorphose verloren gehen müsse, nur für einzelne Ausnahmen zutreffend.

Manche Angaben existiren über die Länge der Zeit, welche erforderlich war, um eine Ablagerung von bestimmter Dicke zu bilden. Wir werden im nächsten Theil dieses Bandes einige diesbezügliche Beispiele bringen können. Aber schon hier müssen wir darauf hinweisen, wie wenig solche Angaben zur Grundlage grösserer Berechnungen gemacht werden können. Dieselbe Schlammschicht von 1 cm Höhe, welche sich aus

1) Mojsisovics, Dolomitriffe von Südtirol, S. 389.

stehendem Süsswasser in 30 Monaten absetzt, wird in stehendem Brackwasser in 30 Minuten gebildet.

Während ein Korallenriff am Aussenrand, wo seine Fauna reiche Nahrung findet, in wenig Monaten um ein beträchtliches Stück wachsen kann, sind die Wachsthumsbedingungen im Innern der Lagune so ungünstig, dass zu demselben Wachsthumseffekt vielleicht ebenso viel Jahrzehnte gehören.

Wenn wir ausserdem bedenken, dass nicht nur bei wechselnder Kraft der Denudationsvorgänge ein Wechsel in der Masse des denudirten und wieder abgelagerten Materials eintritt (Sturmfluth, Schneeschmelze, Orkan u. s. w.), sondern auch bei constanter Leistung der Denudationskräfte durch das Hinzutreten von Dislocationen ihre Wirkung in der Zeiteinheit unverhältnissmässig gesteigert werden kann, so werden wir darauf verzichten, durch einfache Multiplikation einer beobachteten Ablagerungsgeschwindigkeit mit einer grösseren Reihe von Jahrhunderten, dem Räthsel der Erdgeschichte näher kommen zu wollen.

Man findet in vielen Abhandlungen und Lehrbüchern die Ansicht vertreten, dass nicht nur zur Bildung einer Gesteinsschicht eine bestimmte Zeit nöthig war, sondern, dass auch die Schichtenfugen grössere Zeiträume repräsentiren, innerhalb deren der Ablagerungsvorgang ruhte. Es kommen dadurch Zahlen über das Alter der Erdrinde zustande, welche weit über die Grenzen der Wahrscheinlichkeit hinausragen.

Nach dem bisher Gesagten, ist der Schluss wohl selbstverständlich, dass eine discordante Schichtenfuge einen Zeitraum repräsentirt, dessen Länge von der Intensität der Denudation abhängig war. Aber ein Irrthum ist es, wenn man annimmt, dass auch eine concordante Auflagerungsfläche einer Pause des Ablagerungsvorganges entspreche. Eine Discordanz kann nur dadurch entstehen, dass an der betreffenden Stelle der Erdrinde die Auflagerung durch Denudation abgelöst wird, und dass die Denudation eine Zeit lang wirksam ist. Eine concordante Schichtenfuge aber bedentet nicht eine zeitliche Unterbrechung, sondern nur eine qualitative Veränderung der Bildungsumstände einer Ablagerung, ein Wandern der Facies, eine Umgestaltung der Bedingungen, welche eine Ablagerung bildeten.

Für die Entstehung ungeschichteter Ablagerungen spielt übrigens die Biosphäre eine ganz bedeutungsvolle Rolle. Bekanntlich treffen wir auf dem Festland als ungeschichtetes mächtiges Gebilde den Löss, am Meeresgrunde als ungeschichtete Kalkmassen die Korallenriffe. Bei der Bildung des Lösses ist eine Rasendecke die bestimmende Ursache. Denn nur dadurch, dass eine dichte Grasnarbe Staub auffängt und durch den Staub hindurchwachsend ihren Boden immer mehr erhöht, bildet sich jener ungeschichtete Lehm.

Ganz ähnlich sind die ästigen, durch viele Lücken unterbrochenen Korallen als Ursache der ungeschichteten Kalke zu betrachten. Denn indem der auf dem Riff gebildete zoogene Kalk in alle Lücken zwischen und in den Korallenstöcken sich ablagert, und indem die Meereswellen nicht im Stande sind, diese Kalksande zu sortiren und geschichtet aufzubereiten, entsteht der ungeschichtete Korallenkalk. In beiden Fällen ist es also eine geschlossene organische Decke, ein Theil der Biosphäre, welche die Ursache ungeschichteter Ablagerungen bildet.

Falls eine Ablagerung aber nicht im Schutze der Biosphäre gebildet wird, dann treten andere Umstände bestimmend ein, und nur unter ganz besonderen durchaus constanten Bedingungen kann dieselbe Wirkung erreicht werden.

So lange die äusseren Umstände einer Ablagerung: wie Klima und Temperatur, Dislocation und Vulkanbildung, Regenmenge und Gefälle der Landschaft, oder am Meeresgrunde: Wassertiefe und Strömungen, Belichtung und Wärme, Wasserbewegung und Organismenwelt sich ganz genau gleich bleiben, so lange entsteht eine so gleichmässig gebildete Ablagerung, dass innerhalb derselben keine Schichtenfugen angelegt werden. Mangel der Schichtung ist also gleichbedeutend mit der Unveränderlichkeit der Bildungsumstände.

Wenn aber die äusseren Verhältnisse, sei es in periodisch wiederkehrendem Wechsel, sei es in kürzeren und längeren Pausen eine Veränderung erleiden, dann verändert sich auch der Charakter der gebildeten Ablagerung und die Möglichkeit für Schichtenbildung ist gegeben. Deshalb sprechen wir einen raschen Gesteinswechsel (sofern es sich nicht um indirekte Schichtung handelt), als ein Zeichen rasch veränderter Bildungsumstände an. Jede direkt entstandene Schichtenfuge entspricht einem Wandern der Facies, und je rascher die Schichtenfugen aufeinanderfolgen, desto häufiger wechselten die Bildungsverhältnisse einer Ablagerung.

9. Mechanische Ablagerungen.

Wir verstehen unter mechanischen Ablagerungen solche, die aus den Bruchstücken eines schon vorher bestehenden Gesteins gebildet wurden. Man nennt sie auch „klastische Gesteine."

Nothwendige Voraussetzung einer mechanischen Ablagerung ist also die Existenz fester Gesteinsmassen, und wenn in den uns zugänglichen ältesten Theilen der Erdrinde noch Reste der ursprünglichen Erstarrungskruste vorhanden sein sollen, so muss es gelingen, in den auflagernden Schichten die ersten Anfänge mechanischer Gesteinsbildung aufzufinden. Chemisch und vulkanisch gebildete Gesteine hat es schon in den ersten Stadien der Erdgeschichte gegeben, dann erst begann die Bildung mechanischer, zuletzt die Entstehung organischer Ablagerungen.

Eine mechanische Ablagerung ist das Produkt der Denudation; da wir heutzutage denudirende Vorgänge besonders auf dem Festland und an dessen vom Meer überspülten Rändern wirken sehen, so bezeichnet jener Moment der Erdgeschichte, in dem wir die ersten klastischen Gesteine beobachten, zugleich das erste Auftreten festen Landes an der Erdoberfläche, mindestens aber die Existenz flacher Untiefen.

Die Denudation zerfällt in die aufeinanderfolgenden Stadien: der Verwitterung, der Ablation, des Transportes und der Corrasion.

Physikalische und chemische Verwitterung, sowie Corrasion zerkleinern die Oberfläche der festländischen Lithosphäre. Ein Theil der Verwitterungs- und Corrasionsprodukte wird, chemisch gelöst, dem Meere oder abflusslosen Wannen zugeführt. Infolgedessen ist die Summe des bei der Denudation zerstörten Gesteins grösser, als die Masse der dadurch gebildeten mechanischen Ablagerungen.

Die Verwitterung ist über die ganze Erdoberfläche mit wechselnder Intensität, aber annähernd gleichartigem Charakter zu verfolgen, denn überall findet sich chemisch wirksames Wasser, überall kann man Temperaturdifferenzen beobachten.

Während der Verwitterung vollzieht sich eine Auslese in den Mineralien. Die im Wasser löslichen oder leicht zersetzbaren Mineralien gehen in Lösung und bilden dann die chemischen Absätze und organischen Ablagerungen, welche wir in den nächsten Abschnitten betrachten wollen, die schwerlöslichen, schwer zersetzbaren Mineralien bleiben zurück und werden mechanisch weiter bearbeitet.

Wenn wir uns das genetische Verhältniss der verschiedenen Ablagerungen in Gestalt eines Stammbaumes darstellen wollten, so erhalten wir folgendes Bild:

mechan. Ablagerungen   organ. Ablagerungen   chem. Ablagerungen.

schwerlösliche Bestandtheile   lösliche Bestandtheile

Gesteine der Lithosphäre.

Die vulkanischen Ablagerungen gehören nicht in diese Reihe, da sie mit den Gesteinen des Urgebirges zusammen wohl das Material für mechanische, organische und chemische Ablagerungen liefern, aber doch durch wesentlich verschiedene Vorgänge gebildet werden.

Wir können das Material der mechanischen Ablagerungen demgemäss als die Lösungsrückstände der chemischen Verwitterung betrachten; und daraus folgt, dass umsomehr mechanische Ablagerungen gebildet werden, je schwerlöslicher die vorhandenen Gesteine bei gleicher Intensität der Verwitterung sind, und je mehr die physikaliche Verwitterung überwiegt.

Von den gesteinsbildenden Mineralien, und den aus ihrer Zersetzung entstehenden Verbindungen sind Quarz und Thonerde am schwersten löslich, deshalb überwiegen sie in allen mechanischen Ablagerungen. Es kommt dazu, dass in den Urgebirgsarten gerade diese beiden Stoffe am meisten enthalten sind, so dass es uns nicht Wunder nehmen darf, wenn mechanische Ablagerungen so häufig aus Quarzkörnern und Thontheilchen bestehen. Je leichter ein Mineral vom Wasser gelöst wird, desto seltener betheiligt es sich an dem Aufbau mechanischer Gesteine. Deshalb finden sich leichtlösliche Mineralien, wie die Chloride, kohlensaurer Kalk und ähnliche, so selten als ursprüngliche Gemengtheile klastischer Felsarten.

Die Regionen der Verwitterung gehören meist dem Festland an; die wasserbedeckten Seegründe und der Meeresboden zeigen weniger Denudationsflächen. Deshalb beginnt die Bildung einer mechanischen Ablagerung gewöhnlich auf dem Festland, und lässt sich von hier aus nach den Regionen des Absatzes verfolgen.

Die Transportmittel mechanischer Ablagerungen sind Wind, Wasser, Gletscher und Meereswellen. Ihre Thätigkeit ist um so kräftiger, je offener die Lithosphäre denselben zugänglich ist. Unter sonst gleichen Umständen kann also von einem vegetationslosen Gebiet, einer Wüste, einem Hochgebirge, einem Polarland viel mehr Material denudirt werden, als von einer Region, welche durch eine geschlossene Vegetationsdecke geschützt wird. Aber in zweiter Linie ist die Intensität der Denudation direkt abhängig von der Intensität der transportirenden Kräfte. In einem sturmreichen Gebiet wird mehr Material durch Deflation entfernt als in einem Calmengürtel, in einem regenreichem Klima wirkt die Erosion kräftiger als in der Wüste, im Polargebiet ist die Exaration leistungsfähiger als in der gemässigten Zone, und am offenen Strande und im Litoralgebiet, wo die Meereswellen am heftigsten branden, ist die Abrasion wirksamer als in einer geschützten Bucht, oder am Boden des tieferen Meeres.

Allein wir haben gesehen, dass ein Wechsel in der Intensität der Denudation nicht allein durch eine Steigerung der denudirenden Kräfte

herbeigeführt wird, sondern dass das zufällige Auftreten von Dislokationen die Wirkung gleichbleibender Transportkräfte sehr wesentlich steigern kann. In Zeiten wo die Gebirgsbildung sich lebhaft bemerkbar macht, wo ein Tafelgebirge gefaltet, durch Schieferungsklüfte und Lithoklasen geöffnet und den verwitternden Kräften zugänglicher gemacht wird, ist bei gleichbleibender Intensität der Verwitterung und des Transportes, doch die Masse des denudirten Materials grösser, und infolgedessen werden in derselben Zeiteinheit mehr mechanische Ablagerungen gebildet, als sonst.

Auch die Transportkräfte üben eine auslesende, aufbereitende, scheidende Thätigkeit auf die verfrachteten Materialien aus. Derselbe Wind, welcher als Samum in der Wüste von einem zerbröckelnden Granitgebirge Sand und Steinchen, Staub und Glimmerblättchen aufhebt, lässt die schweren Steinchen bald wieder fallen, den Thonstaub und die Glimmerblättchen wirbelt er weit über das Land und die Sandkörner treiben in trägeren Wolken hinterher; so dass der Thonstaub bis in die umgebenden Steppen, ja als Staubnebel sogar weit übers Meer getragen wird, während der zurückbleibende Quarzsand sich innerhalb der Wüste zu hohen Dünenzügen aufthürmt, und nur in einigen Wanderdünen auf benachbartes Gebiet hinüberschreitet.

Im Allgemeinen [1]) beobachtet man, dass in Flussläufen die Geschiebe von der Quelle nach der Mündung zu kleiner werden. Diese Verkleinerung ist nicht allein der Abreibung zuzuschreiben, denn es lässt sich am Bett des Rheines direkt beobachten, dass Sand und kleine Geschiebe durch dieselbe Strömung um einige Decimeter vorwärts bewegt werden, während ein dazwischen liegendes grösseres Geschiebe sich gleichzeitig nur einige Centimeter bewegt; es bleibt also gegen die anderen zurück. Eine solche unaufhörlich wiederholte Scheidung muss nothwendig zu einer Eintheilung der Geschiebe nach der Grösse längs des Flusslaufes führen.

Derselbe Fluss also, der hoch oben im Felsenthal grobe Blöcke dahinwälzt und sein Bett mit schweren Rollsteinen säumt, verliert am Rande des Gebirges seine Geschwindigkeit und seine Kraft, er vermag jetzt nur noch kleinere Gerölle zu tragen und hinabzuschieben in die Ebene. Weiterlaufend trägt der Strom, obwohl er an Wassermenge zugenommen hat doch nur noch Sand, und mündet endlich ins Meer indem er ein Delta feinsten Schlammes aufschüttet. Trotz der Zunahme des transportirenden Wassers ist also durch Verminderung des Gefälles eine Abnahme der verfrachtenden Kraft eingetreten.

Das fliessende Gletschereis übt keine solche Trennung auf die transportirten Massen aus, und die Stirnmoräne, ja sogar der kalbende Eisberg zeigt noch dieselben schweren und kleinen Felsstücke, untermischt mit Sand und Schlamm, wie die Seitenmoräne oder Grundmoräne an der Stelle, wo die Verfrachtung begann.

Dagegen besitzen die Meereswellen im hohen Masse die Fähigkeit auslesend, schlämmend auf ein Sediment zu wirken. Wir haben schon im vorigen Abschnitt die Entstehung der indirekten Schichtung besprochen. Ganz dasselbe vollzieht sich beständig im Niveau des Strandes und der Schorre. Unaufhörlich spülen die ans Ufer laufenden

1) Daubrée, Experimentalgeologie, übersetzt von Gurlt, S. 192, Anm.

Wellen den feineren, leichteren Thonschlamm aus dem sandigen Sediment, die schwereren Quarzkörnchen bleiben liegen und werden durch die Wellen aus dem Meeresbereich auf den Strand geschoben. Dort trocknet sie die bewegte Luft; der Wind rollt sie landeinwärts und schüttet eine Küstendüne auf, während gleichzeitig der vorher mit dem Sand gemischte Schlamm gegen das offene Meer hinausgetrieben wird und dort im Gebiet der Kontinentalstufe zur Ablagerung gelangt. So wirken die Transportkräfte auslesend auf ihre Sedimente und breiten das vorher durcheinander gemischte Material später nebeneinander aus.

Die Regionen der Auflagerung mechanischer Ablagerungen sind über die ganze Erdoberfläche verbreitet und werden begrenzt durch die Wirkungssphäre der transportirenden Kräfte. Alle die Erscheinungen, klimatischer oder tektonischer Natur, welche die Leistungsfähigkeit der Transportkräfte beeinflussen und verändern, bestimmen in Raum und Zeit die Grenzen mechanischer Ablagerung.

Mechanische Ablagerungen gelangen da zum Absatz, wo die Transportkraft erlahmt. Wenn derselbe Wind, welcher in der gleichen Zeit feinen Thonstaub weiter zu tragen vermag als schweren Quarzsand, in der Zeiteinheit seine Stärke verändert, so werden die Grenzen verschoben, bis zu welchen ein Sediment von bestimmter Korngrösse und Schwere transportirt werden kann. Dasselbe trifft für die Bewegung des erodirenden Wassers zu. Sobald sich die Wassermenge eines Flusses durch klimatische Aenderungen, oder das Gefälle desselben durch tektonische Bewegungen ändert, so verschieben sich sofort die Grenzen bis zu denen grobe oder kleine Geröle, Sand oder Schlamm getragen und abgelagert werden.

Es kann auch vorkommen, dass ein Sediment durch mehrere Transportkräfte verfrachtet wird, dass ein Moränenblock von Wasser zerkleinert und weiter getragen, dann von der Brandung gerollt und vielleicht in kleinen Fragmenten sogar noch vom Winde aufgehoben wird, immer aber wird dann das betreffende Bruchstück da wieder zur Ablagerung kommen, wo die betreffende Transportkraft erlahmte.

Dass mechanische Ablagerungen auf dem Festland in grosser Menge zum Absatz gelangen, das können wir überall beobachten. Auch in Süsswasserseen finden wir bis in die grössten Tiefen ein meist feinschlammiges Sediment, welches von zerkleinerten vorher bestehenden Gesteinen des Festlandes stammt. Auch am Strand und im Gebiet der Flachsee können wir sehen, dass mechanische Ablagerungen weit verbreitet sind. Aber jenseits der Kontinentalstufe, in den Regionen der Tiefsee werden klastische Elemente selten, wenigstens werden wir später noch zu zeigen haben, wie gering der Thongehalt verschiedener Tiefseeablagerungen ist.

Es hängt diese Erscheinung damit zusammen, dass die Salzlösungen des Seewassers einen überaus raschen Absatz aller mechanisch getragenen Flusstrübe herbeiführen. Während ein Glas mit trübem Rheinwasser monatelang ruhig stehen muss, ehe sich alle Flusstrübe absetzt, fällt aus einer Salzlösung die Trübe in wenig Minuten zu Boden. In manchen Gegenden Amerikas [1]) benutzen die Indianer

1) Brewer, Mem. Nat. Acad. of Sciences, Vol. II, 1883, S. 169.
Vergleiche auch:
Sterry Hunt, Proc. Bost. Nat. Hist. Soc. 1875.

Alaun, um schlammiges Wasser trinkbar zu machen; weit verbreitet ist der Gebrauch auch in den Lössgegenden von Nordchina. Im Allgemeinen kann man sagen, dass der Niederschlag um so rascher erfolgt, je stärker die Salzlösung ist. Aber die dazu nöthige Zeit steht in keinem direkten Verhältnis zu der Concentration der Lösung. Wenn man also den Salzgehalt um die Hälfte vermindert, so erfolgt der Niederschlag nicht gerade in der doppelten Zeit. Manche Thone fallen aus Seewasser in 30 Minuten aus, aber wenn man den Salzgehalt noch mehr steigert, so wird die Niederschlagszeit nicht entsprechend verkürzt. Wenn Seewasser nur noch $^1/_{10}$ seines Salzgehaltes enthält, so wirkt doch immer noch das Salz klärend.

Nach den Versuchen von MURRAY und IRVINE wird die Hauptmasse der Flusstrübe in derjenigen Zone des Brackwassers niedergeschlagen, wo der Salzgehalt 1,005—1,010 % beträgt. Aber ein kleiner Rest wird selbst in sehr salzreichem Wasser noch suspendirt gehalten, und kann fern von der Küste zum Absatz gelangen.

Auch die Temperatur hat einen merklichen Einfluss auf die im Wasser zurückgehaltene Flusstrübe und auf die Schnelligkeit des Niederschlages. Bei einer Temperatur zwischen 5° C. und 10° C. und einem Salzgehalt des Wassers von 1,027 blieben nach 24 Stunden noch 0,0064 gr pro Liter Thon in Suspension, während unter sonst gleichen Umständen bei 27° C. nur 0,0033 gr in Schwebe blieben. Bei einer Temperatur von 5° bis 10° C. blieben nach 106 Stunden noch 0,0018 gr, aber bei einer Temperatur von 27° nur 0,0003 gr nach 120 Stunden.

THOULET[1]) hat später diese Versuche fortgesetzt und dabei gefunden, dass die im Wasser enthaltenen Partikeln um so rascher zu Boden fallen, je grösser die Dichte-Differenz zwischen ihnen und dem Wasser ist. Die Geschwindigkeit nimmt ab, wenn eine Temperatur erreicht wird, bei welcher der Ausdehnungcoefficient des Wassers gleich dem der Theilchen ist. Ein Druck von 12 Atmosphären schien ohne Einfluss auf die Schnelligkeit des Absatzes zu sein.

Erst durch die Untersuchungen von BODLAENDER[2]) ist die seltsame Erscheinung näher aufgeklärt worden. Die in der Zeiteinheit niederfallende Menge Kaolin nimmt ab, je länger die Suspension steht, d. h. je mehr Kaolin bereits ausgefallen ist. Der Grund hierfür scheint darin zu suchen zu sein, dass in der Suspension zweierlei Arten von Partikelchen enthalten sind: kleine Krystallschüppchen, die der bewegten Suspension einen seidenartigen Glanz verleihen, und eine erdige Substanz. Die Schüppchen setzen sich zuerst ab, während die erdige Substanz sehr lange suspendirt bleibt.

Bei gleichmässiger Beschaffenheit der suspendirten Theile nimmt die Geschwindigkeit des Absatzes mit der Zeit weniger ab.

RAMSAY, Quaterly Journal Geol. Soc. 1876, S. 129.
HILGARD, Americ. Journal, 3. S., 1879, S. 205.
RUTOT, Bull. Mus. Roy d'Hist. Nat. de Belgique 1883, II, S. 41.
BREWER, Mem. Nat. Acad. Sc. 1883, II, Nr. 3.
BREWER, Americ. Journal 1885, S. 1.
BARUS, Bull. U. S. Geol. SURVEY, V, 1887, S. 515.
Das. 1890, S. 139.

1) THOULET, Annales des Mines. 1891. Jan. S. 33.
2) BODLAENDER, Neues Jahrbuch für Min. 1893, II, S. 147.

Aus Suspensionen, die Kaolintheilchen verschiedener Grösse, aber in demselben Verhältniss gemischt enthalten, setzt sich das Kaolin proportional der in der Volumeinheit enthaltenen Menge ab.

Temperaturerhöhung beschleunigt die Geschwindigkeit des Absetzens. Bei einer Erhöhung um 38° vermehrte sich der Absatz um 28,5 %. Auf Kaolinsuspensionen wirken klärend alle in wässriger Lösung elektrolytischen Leiter. Alle Nichtleiter klären nicht und einige schlechte Leiter bilden den Uebergang zwischen beiden Gruppen.

Bei allen klärenden Stoffen ergibt es sich, dass die klärende Wirkung nicht proportional ist der Menge des Zusatzes. Es gibt also für jeden klärenden Körper einen Schwellenwerth der Concentration, unter welchem er ohne Einfluss auf die Suspension ist, während oberhalb des Schwellenwerthes die klärende Wirkung rasch mit der Concentration zunimmt.

Die im Seewasser vorkommenden Stoffe haben folgende klärende Wirkung:

klärende Substanz:	100 ccm der Suspension enthalten:
Chlornatrium	32,39 mg
Chlorkalium	30,60 „
Magnesiumsulphat	13,35 „
Chlormagnesium	2,71 „
Ammoniak	365,20 „

Wenn nur Wind und Wasser als Transportkräfte der Denudation zur Verfügung ständen, würden mechanische Ablagerungen nur auf dem Festland oder in der nächsten Nähe der Küste gebildet werden können.

Aber es werden durch Eisberge eine grosse Menge klastischer Bestandtheile weit ins Meer hineingetragen, so dass wir die Treibeisgrenze als die Grenze mechanischer Ablagerungen im Meere bezeichnen müssen. Und da die Verbreitung des Treibeises abhängig ist von der Temperatur des Seewassers, so sehen wir, dass die Verbreitung der Sedimente von überwiegend klastischem Charakter am Meeresboden bedingt wird durch den Verlauf gewisser Isothermen an der Meeresoberfläche.

Die Folge der beschriebenen Vorgänge ist es, dass der Kontinentalschlamm, welcher sein Material der festländischen Verwitterung und Corrasion verdankt, nur einen schmalen Gürtel um die heutigen Festländer bildet. An den Küsten der gemässigten Zone und des nördlichen Polarmeeres überwiegt der Blauschlamm [1]); in den Tropenmeeren der Rothschlamm und an felsigen Küsten, wo keine grossen Flüsse münden, ist der Grünschlamm weit verbreitet. Der Kalkgehalt des Kontinentalschlamms kann bis zu 35 % betragen, ist er grösser, so bezeichnet man die Ablagerung mit dem Namen der vorwiegenden Kalkreste als Globigerinschlick, Pteropodenschlick u. s. w.

Wenn man Blauschlamm mit Salzsäure behandelt, so bleibt in der Regel 88 % Rückstand ungelöst. Im Allgemeinen sind die Mineralkörner nahe der Küste grösser und nach der Tiefe zu feinkörniger, sofern nicht Eisberge erratisches Material über den Meeresboden ausstreuten. Der Challenger fand in 32 Fällen nur eckige, in 3 Fällen

1) Murray & Renard, Chall. Deep Sea Deposits, S. 229 f.

nur gerundete, und in 21 Fällen gerundete und eckige Körnchen im Kontinentalschlamm. Die Grösse der Mineralkörnchen schwankt von 0,06 bis 0,3 mm. Vereinzelte Mineralkörner sind freilich in allen Sedimenten aller Tiefen verbreitet. Der Challenger fand in

Breite°	Länge°	Tiefe	Mineral	Durchmesser	Oberfläche
25° N.	19° W.	3556 m	Quarz	1 mm	
23° N.	32° W.	4937 m	„	1 mm	gerundet
41° N.	63° W.	3693 m	—	1 mm	eckig
33° N.	64° W.	4571 m	—	3 mm	
2° N.	20° W.	4571 m	Feldspath, Augit, Magnetit	0,13 mm	
10° S.	35° W.	2926 mm	—	2 mm	
am Kapland		36 m	Quarz	10 mm	

Da Quarz nur selten unter den Auswurfsprodukten heutiger Vulkane beobachtet wird, und am Meeresboden kaum gebildet sein dürfte, so sind gerade diese Quarzkörner ein Beweis dafür, wie weit unter Umständen festländische Theile gelangen können.

Unter normalen Umständen ist es selten, Felsstücke in einem Sediment zu finden, welches 100—300 m tief und 50—80 km entfernt vom Festland gebildet worden ist, selbst wenn die Seichtwasserzone nach dem Lande zu in grosser Ausdehnung mit Steinblöcken bedeckt ist.

Aber es ist wohl bekannt, dass festländische Gesteine eingeklemmt in Baumwurzeln, oder eingehüllt in anderes, durch grosse Flüsse dem Meere zugeführtes Material in beträchtliche Entfernung von der Küste verfrachtet werden. Flüsse, welche einen Theil des Jahres Eis führen, gehören auch zu den Transportmitteln für Felsblöcke, allein die beträchtlichste Leistung wird von Eisbergen ausgeführt.

Zwar findet man solche erratische Blöcke auch noch ausserhalb der heutigen Treibeisgrenze, allein es ist Grund zu der Annahme vorhanden, dass dieselbe früher eine andere Verbreitung hatte.

Wenn man die Lage der vom Challenger[1]) gefundenen Felsblöcke auf der Karte einträgt, so finden sich dieselben alle innerhalb oder neben der Treibeisgrenze. Die Blöcke sind von allen Grössen, bald kantengerundet bald eckig, und grössere Stücke zeigen oftmals Gletscherschrammen.

Nach Murray tragen auch Robben und Pinguine eine grosse Zahl von Steinen und gerundeten Kieseln in ihrem Magen, als sogenannten „Ballast", in die See. Solche Thiere können also auch Felsstücke in Sedimenten fern von der Küste verbreiten.

Quarz und andere Sandkörner werden an den Küsten von Afrika und Australien weit hinaus ins Meer durch Stürme verfrachtet.

Aus allen dem geht hervor, dass festländische Fragmente in verschiedener Weise über den Meeresboden verbreitet werden. Ihre Verbreitung ist gering an hohen gebirgigen Küsten in tropischen und subtropischen Gegenden, ausgedehnter an der Mündung grosser Flüsse, an Wüstenküsten und in eingeschlossenen Becken, aber am weitesten wird sie nach dem Polarkreise zu, wo Blöcke von allen Dimensionen durch Eisberge und Eisschollen verbreitet werden.

---

1) Murray & Renard, Chall. Deep Sea Desposits, S. 321.

Das durch Verwitterung gebildete, durch Wind und Wasser, Eis und Wellen verfrachtete mechanische Material wird je nach der Kraft der vorhandenen Transportmittel, und nach der Grösse und Schwere der Bruchstücke, mehr oder weniger entfernt von seinem Ursprungsort wieder abgelagert.

Wir bezeichnen als Schlamm, bzw. Staub ein Sediment, dessen Theilchen einen Durchmesser von höchstens 0,05 mm besitzen

feiner Sand[1])	hat einen Korndurchmesser	von	0,05—0,25	mm
mittlerer Sand	„ „ „	„	0,25—0,5	„
grober Sand	„ „ „	„	0,5—1,1	„
sehr grober Sand	„ „ „	„	1,1—3	„
Grand	„ „ „	„	2—3	„
Kies	„ „ „	„	über 3	„

Nach der Oberflächenform der Bestandtheile kann mann eckige, entkantete und gerundete Fragmente unterscheiden. Im Allgemeinen spricht die Rundung der Bruchstücke für einen längeren Transport. Allein, bei der Möglichkeit passiven Transportes durch schwimmendes Holz oder Eis über weite Strecken, darf man auf dieses Merkmal nicht allzuviel Gewicht legen.

Aus der Anhäufung von Staub und Schlamm, deren einzelne Fragmente überwiegend kleiner als 0,05 mm sind, entstehen Sedimente, welche wir mit NAUMANN als Pelite bezeichnen.

In der Regel ist die Korngrösse aber verschieden, und kommen gröbere und feinere Theilchen nebeneinander vor.

Gesteine, deren Fragmente überwiegend 0,05—1,1 mm gross sind, nennen wir Psammite.

Gesteine, deren Bruchstücke grösser, aber von eckigem Umriss sind, nennt man Breccien, während Gesteine, die aus Geröllen von gerundeter Oberfläche bestehen, als Konglomerate bezeichnet werden. Es kommt häufig vor, dass in Breccien oder Konglomeraten die einzelnen gröberen Bestandtheile sich nicht berühren, sondern durch überwiegende Grundmasse voneinander getrennt werden. In solchen Fällen handelt es sich entweder um einen Psammit (bezw. Pelit) mit eingestreuten gerundeten (oder eckigen) gröberen Geröllen, oder man bezeichnet das Gestein als ein Konglomerat (Breccie) mit überwiegender psammitischer (pelitischer) Grundmasse.

Mechanische Ablagerungen zeigen alle Typen der Schichtung. Schichtungslose, regelmässig geschichtete, auskeilende, diagonal geschichtete, undentlich, und unregelmässig geschichtete Ablagerungen kommen darunter vor.

Mangel der Schichtung ist charakteristisch für festländische pelitische Ablagerungen, unter Umständen auch für psammitische Gebilde. Ungeschichtet sind ferner die Konglomerate und Breccien, welche durch Eis transportirt und festländisch abgelagert worden sind.

Angedeutete Schichtung kann bei allen Typen der Gesteinsbildung beobachtet werden.

Regelmässige Schichtung mit horizontalen Fugen entsteht in Wüsten- und Steppenregionen durch Aufbereitung von

1) ORTH, Neues Jahrbuch für Mineralogie 1875, S. 551.
LAUFER & WAHNSCHAFFE, Abh. z. Geol. Spec.-Karte von Preussen 1879, Bd. III, 1., S. 24.

Staub, Sand oder Schotter, im Delta grosser Flüsse und in der Flachsee, ebenso in Binnenseeen, oder am Boden der Tiefsee.

Regelmässige Schichtung mit bis zu 30° geneigten Fugen entsteht in psammitischen Dünengesteinen des Festlandes, (am Abhang von festländischen Vulkanen) am Deltakegel von Flüssen, am Abhang der Kontinentalstufe, und den submarinen Böschungen von Inseln.

Auskeilende Schichtung entsteht an den Rändern einer Ablagerung, mag dieselbe auf dem Festland, oder unter Wasser entstanden sein. Sie ist der Ausdruck des heteropischen Verbandes zweier Facies.

Diagonalschichtung entsteht durch wandernde Dünen auf dem Festland. In diesem Fall ist der Neigungswinkel der einen (Luv) Seite 5—10°, der Winkel der abgewendeten (Lee) Seite ungefähr 30° geneigt. Ebenso entsteht sie in der Flachsee durch Barren oder wandernde Sandbänke. Hier ist der Böschungswinkel gleichmässiger nach allen Seiten. Heftige Winde bezw. heftige Wasserbewegungen von bleibender Richtung sind die Voraussetzung ihrer Bildung.

Unregelmässige Schichtung entsteht am leichtesten in einem, durch wiederholte Stürme und Strömungen von verschiedenem Charakter, durchwühlten flachen Wasserbecken.

Die meisten mechanischen Ablagerungen werden gegenwärtig auf dem Festland gebildet und aufgelagert. Konglomerate können sich auch am Strande bilden, doch findet man sie (Eistransport ausgenommen) niemals in weiter Entfernung von der Küste. Psammite und Pelite sind das vorwiegende Sediment der Kontinentalstufe und finden sich nur vereinzelt, oder gemischt mit pelagischem Material, in tieferen Meerestheilen fern von der Küste.

Wir haben schon früher betont, dass die Mächtigkeit einer Ablagerung keineswegs das blose Resultat eines zeitlich verlaufenden Vorganges ist, sondern, dass eine ganze Anzahl von Faktoren mitwirken um hier in derselben Zeit eine 10 m dicke Ablagerung zu bilden, während wo anders nur 10 cm abgelagert werden. Daher lassen sich verschiedene mechanische Ablagerungen nicht direkt zeitlich vergleichen, um so weniger als die Ursachen, welche die Intensität eines mechanischen Absatzes bedingen theilweise petrographischer, theilweise klimatologischer Natur sind, wozu noch tektonische, topographische und chemische Umstände treten.

---

10. Chemische Ablagerungen.

Alles Wasser welches wir an der Erdoberfläche finden, enthält geringere oder grössere Mengen gelöster Stoffe, und würde dieselben beständig in Lösung halten, wenn nicht besondere Umstände die Lösungskraft des Wassers zu vermindern geeignet wären. Die heisse Quelle, welche als sprudelnder Geysir zu Tage tritt, kühlt sich ab, das Wasser vermag nicht mehr alle gelöste Kieselsäure zu halten und diese muss zu Boden fallen; eine Meeresbucht wird von dem Ozean abgetrennt, das Seewasser darin kann nicht mehr mit den Fluthen des Weltmeeres diffundiren, und aus dem stagnirenden Wasser fallen unter der Einwirkung der Sonne die gelösten Gypse und Salzmassen aus; ein Wüstenbach, der sich mit chemisch gelösten Stoffen beladen hat, mündet in ein abflussloses Becken, und am Boden desselben bilden sich chemische Ablagerungen.

Während wir die Entstehung einer mechanischen Ablagerung von der Verwitterung bis zur Auflagerung Schritt für Schritt leicht verfolgen können, ist dies bei einer chemischen Ablagerung mit grösseren Schwierigkeiten verbunden. Denn die Entstehung vieler Lösungen im Inneren der Erdrinde entzieht sich vollständig der Beobachtung, und auch der Salzgehalt der verbreitetsten Lösung, nämlich des Meerwassers hat seinen Ursprung theilweise in den Zeiten der Erdgeschichte, die der exakten Untersuchung nicht zugänglich sind. Wir werden also, um uns von diesen Gebieten unkontrollirbarer Hypothesen fernzuhalten, unsere Betrachtungen mit den natürlichen Lösungen beginnen, ihren Transport besprechen und dann diejenigen Veränderungen der Lösungen behandeln, welche einen chemischen Absatz veranlassen. Da auch die später zu betrachtenden organischen Ablagerungen aus Lösungen entstehen, so wollen wir hier als chemische Ablagerungen solche Absätze bezeichnen, die aus wässeriger Lösung ohne direkte Vermittlung der Organismenwelt (d. h. nicht innerhalb lebender Gewebe) abgeschieden werden.

Man sollte annehmen, dass eine Substanz um so häufiger als chemische Ablagerung auftreten würde, je leichter sie in Wasser löslich ist. Allein man muss bedenken, dass Ablagerungen nicht nur gebildet, sondern auch erhalten werden müssen, wenn sie sich am Aufbau der Erdrinde betheiligen sollen. Eine Substanz, die sehr leicht im Wasser löslich ist, hat infolgedessen wenig Hoffnung lange erhalten zu bleiben,

mögen die Bedingungen ihrer Bildung auch noch so weit verbreitet sein. Die natürliche Auslese wirkt, wie wir am Schluss dieses Bandes noch ausführlich zu begründen haben, am meisten vernichtend auf chemische Absätze leicht löslicher Verbindungen. Die weite Verbreitung einer bestimmten Lösung garantirt also noch nicht die Häufigkeit der daraus entstehenden Ablagerungen.

Allerdings stehen die chemischen Ablagerungen in sofern in einem bemerkenswerthen Gegensatz zu den früher besprochenen mechanischen Ablagerungen, als meist nur solche Stoffe chemisch abgeschieden werden können, die in Wasser leicht löslich sind, während mechanische Ablagerungen vornehmlich aus den unlöslichen oder schwerlöslichen Verbindungen entstehen.

Der Träger chemischer Lösungen ist das Wasser, und da dasselbe unter dem Einfluss der Schwerkraft beständig nach den tiefsten Gebieten der Erdrinde hinabfliesst, so könnte man vermuthen, dass diese Regionen am meisten durch chemische Absätze ausgezeichnet sind, dass im Besonderen der Boden der Tiefsee ein Schauplatz weitverbreiteter chemischer Ablagerungen sein müsse. Allein eine einfache Ueberlegung zeigt, dass es bei der Bildung chemischer Absätze nicht nur auf das Vorhandensein einer Lösung ankömmt, sondern dass bestimmte Veränderungen dieser Lösungen eine viel wichtigere Rolle spielen. Gerade das offene Meer mit seinem reichen Gehalt an gelösten Stoffen ist am wenigsten geeignet für die Bildung chemischer Ablagerungen, weil nur selten Theile des Meerwassers so von aller Verbindung mit dem offenen Meer abgeschnitten werden, dass die Diffusion mit demselben unterbrochen wird. Nach den Versuchen von Usiglio beginnt die erste Abscheidung von Salzspuren aus Seewasser erst dann, wenn es auf die Hälfte seines Volumens eingedampft wurde, eine intensivere Abscheidung aber erst bei einer Concentration auf ein Zehntel der ursprünglichen Wassermenge. Das Seewasser könnte also wesentlich mehr Salze lösen als sein augenblicklicher Salzgehalt beträgt ehe es gesättigt ist und es gehören ganz besondere Umstände dazu, um aus normalem Seewasser Stoffe zur chemischen Abscheidung zu bringen.

Wir haben drei verschiedene Arten von Lösungen weit an der Erdoberfläche verbreitet, erstens die Quell- und Flusswasser, zweitens die Binnenseen, drittens das Meer.

I. Die aus der Atmosphäre [1]) auf die Erdoberfläche gelangenden oder auf dieser sich niederschlagenden Wasser: Nebel, Thau, Regen, Reif, Schnee und Hagel, sind niemals reines Wasser. Sie enthalten die Gase der atmosphärischen Luft, Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure gelöst. Mit diesem ihren Inhalt wirken sie auf die Mineralien der Gesteine, nehmen Lösliches auf, betheiligen sich an der Verwitterung, und dringen damit beladen in die Tiefe, steigern dadurch ihre Wirkung auf dort vorhandene lösliche, oder zersetzbare Mineralien und treten endlich als Quelle zu Tage. So lange das Meteorwasser in der Erdrinde cirkulirt, wirkt es lösend auf die löslichen Bestandtheile derselben. Seine Lösungskraft wird gesteigert durch eine erhöhte Temperatur und durch den Gehalt an gewissen Verbindungen, Säuren und Alkalien. Die Lösungskraft des in der Erdrinde cirkulirenden Wassers ist auch ab-

1) J. Roth, Allg. und Chem. Geologie, I, S. 437.

hängig von der mehr oder minder feinen Vertheilung des Lösungsmittels und der Länge der Zeit, während der es auf das Gestein einwirken kann. Je feiner und enger die Spalten sind, auf denen das Wasser die Gesteine durchsickert, desto mehr vermag es in der Zeiteinheit zu lösen. Infolgedessen sehen wir auch, dass das Wasser, welches in weiten Höhlen und Felsenspalten rinnt, im Verhältniss zu seiner Menge eine sehr geringe Lösungskraft besitzt, während das in den Gesteinscapillaren fein vertheilte, sich langsam bewegende Wasser mit einem grossem Gehalt an Gelöstem als Quelle zu Tage tritt. Die Bildung von Höhlen durch Lösung ist zwar in sehr leicht löslichem Steinsalz oder in Gyps denkbar, aber in Kalkgebirgen entstehen durch blosse Lösung wohl nur wenige Höhlen.

Die meisten Quellen enthalten so wenig gelöste Substanzen, dass diese nur unter besonderen Umständen abgelagert werden. Diese Bedingungen sind 1) die sprudelnde Bewegnng des Quellwassers. Dadurch entweichen die Gase, welche als Vermittler der Lösung wirkten, und ein Theil des lösenden Wassers verdampft. Der kohlensaure Kalk, welcher nur in kohlensaurem Wasser in grösseren Mengen löslich ist, muss ausfallen, wenn dieses Gas durch die sprudelnde Bewegung der Quelle entweicht. 2) Veranlasst die Abkühlung des Quellwassers den Absatz gelöster Bestandtheile. Das heisse Wasser der Thermen enthält meist eine grössere Menge von Stoffen, als das Wasser kalter Quellen. Indem jene mit der kälteren Luft in Berührung kommen, kühlt sich ihr Wasser ab, die Lösungskraft desselben wird vermindert und es bilden sich chemische Ablagerungen. 3) Wirken Pflanzen und Thiere durch ihren Lebensprocess indirekt ausscheidend auf die im Wasser gelösten Substanzen, und es ist vielfach schwer eine scharfe Grenze zwischen den hierbei entstehenden chemischen Absätzen und den eigentlichen organischen Ablagerungen zu ziehen. Im Allgemeinen wollen wir den letzteren Namen auf die innerhalb lebender Gewebe abgeschiedenen Stoffe beschränken.

Während man jede Quelle, die überhaupt gelöste Stoffe enthält, als Mineralquelle bezeichnet und im Besonderen die warmen Quellen Thermen nennt, interessiren uns hier nur diejenigen unter ihnen, welche grössere Mineralmassen abzuscheiden imstande sind.

Als Salzquellen bezeichnen wir diejenigen Quellwasser, deren Hauptbestandtheil aus Chloriden und ähnlichen leicht löslichen Verbindungen wie Alaun, Borax u. s. w. bestehen. Salzquellen entstehen nicht so sehr aus der Auflösung grösserer, geschlossener fossiler Salzlager, wie durch Auslaugung, der im Gestein fein vertheilten löslichen Verbindungen. Und da alle marin entstandenen Gesteine grosse Mengen von Seesalz enthalten, so ist es verständlich, dass dieselben überall zu Salzquellen Anlass geben können. Besonders günstig für die Bildung von Salzquellen sind aber die Wüstenländer, weil es hier so selten regnet, dass jeder Regen grosse Mengen Salz aus den Gesteinen auslaugen kann. Fast alle Wüstenquellen sind salzig und oft ist der Salzgehalt derselben so beträchtlich, dass nicht einmal die Dromedare davon trinken mögen. Aber selbst in der Wüste ist die Concentration des salzigen Quellwassers selten so stark, dass aus demselben Salz an der Quellmündung ausgeschieden wird, und in regenreicherem Klima ist es vollends undenkbar, dass an einer Quelle auf

natürlichem Wege ein Salzlager entstehen kann. Nur in den Tropen kommt es während der Trockenheit vor, dass eine Quelle als Salzbrei zu Tage tritt und eine vorübergehende kleine Salzablagerung bildet. VON DEM BORNE[1]) beobachtete solche Erscheinungen („reducirte Quelle“) bei Mandera in Ostafrika, wo ausser dem Salzwasser ein dünner Brei von wahrscheinlich schwefelsaurem Natron und Chlornatrium aus der Erde quoll.

Eine zweite weitverbreitete Gruppe sind die Kalkqnellen, deren Hauptbestandtheil aus kohlensaurem Kalk besteht. Sie eignen sich am besten für die Bildung mächtiger Quellenabsätze, denn der Kalk besitzt eine gewisse „mittlere“ Löslichkeit, die ihn sowohl leicht in Lösung bringt, wie aus Lösungen abgeschieden werden lässt. Bald sehen wir durch Erkalten heisser Kalkquellen gewaltige Kalklager entstehen, bald setzt die sprudelnde Quelle durch Verdunstung Kalk ab, bald vermitteln Algen und Moospolster den Absatz des Travertins. Kalkabsätze bilden sich nnter allen Breiten und allen Klimaten, und wachsen oft zu staunenswerther Mächtigkeit an.

Alle oben angeführten Gründe des Absatzes der Kalksalze kann man leicht an Kalkquellen beobachten. Die sprudelnde Bewegung der rinnenden Quelle bedingt es, dass die im Wasser enthaltene Kohlensäure entweicht. Infolgedessen verliert das Wasser seine lösende Kraft und lässt Kalk zu Boden fallen. So kleiden die in der Nähe von Jena entspringenden Quellen des Fürstenbrunnens nicht nur ihr Bett mit Kalk aus, sondern überrinden auch alle Steine, Holzstücke und andere Fremdkörper mit Sinterkrusten. Die im Wasser wachsenden Moose und Algen bedürfen zur Assimilation der Kohlensäure, die sie ebenfalls dem Wasser entziehen. Infolgedessen schlägt sich auf den lebenden älteren Moostheilen, Schilfstengeln, Algenrasen, überall Kalk nieder. Die Kalksinterbildung[2]) wird durch das immerwährende Wachsthum der die Felswände bedeckenden Moose und Gräser ausserordentlich befördert, ja vielleicht möglich gemacht, Gräser bilden die röhrenförmigen und stängeligen Inkrustate. Den thätigsten Antheil an der Sinterbildung nehmen *Hypnum molluscorum* und *Didymodon cappillaceus*, von welchen das erstere einen löcherigen festen Sinter mit glatter übersinterter Oberfläche der Höhlungen bildet, letzteres als einen lockeren und porösen Tuff entstehen lässt.

Selbst in heissen Quellen finden wir Pflanzen bei der Kalkabscheidung thätig. Indem die Oscillarien[3]) des Karlsbader Sprudels dem an Bikarbonaten reichen, an freier Kohlensäure aber armen Sprudelwasser durch ihren Vegetationsprocess einen Theil seiner Kohlensäure entziehen, um an Stelle desselben Sauerstoff auszuhauchen, so veranlassen sie die Ausfällung des kohlensauren Kalkes als Aragonitkryställchen.

Weit verbreitet sind fädige Algenpolster in den heissen Quellen des Yellowstoneparkes. Besonders in den buntfarbigen Becken bei Mammuth-Hot-Springs findet die Abscheidung des Kalkes wesentlich unter dem Einfluss von Pflanzen statt und die langfaserigen Kalke,

1) Brief vom 27. XII. 1892.
2) v. SCHAUROTH, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1851, S. 137.
3) COHN, Abh. Ges. für Vaterl. Cultur. Breslau 1862, S. 66.

welche in dem Kalksinterberg so häufig vorkommen, sind durch Inkrustation lebender Algen entstanden.

In vielen Fällen kann man die Bedeutung der Algen und des Sprudelns kaum trennen von dem Einfluss der verminderten Temperatur auf die Abscheidung chemisch gebildeten Kalksinters. An der eben genannten Lokalität beobachtet man in manchen Wasserbecken, dass sich die Oberfläche des Wasserspiegels mit einem dünnen Kalkblättchen bedeckt, das schwerer werdend, leicht zerbricht und an dem Boden des Wasserbeckens einen blättrigen Kalksinter erzeugt. In anderen Becken sieht man aufsteigende Gasblasen sich mit einer zarten Kalkhülle umgeben, die bald zu Boden sinkt und hier ein Hanfwerk dünner Kugelfragmente bildet. In der Provinz Constantine [1]) sprudeln die Hammam Meskutin genannten, 97° C. heissen Quellen. Neben der Cascadenbildnng, sind hier Sinterkegel häufig, welche sich um eine sprudelnde Quelle gebildet haben. Hunderte solcher, bis 10 m hoher Kalkhügel geben der Gegend einen sehr fremdartigen Charakter. Berühmt sind auch die in Karlsbad gefundenen Erbsensteine, von denen die Meinung weitverbreitet ist, dass sie sich noch gegenwärtig vor den Augen des Beobachters bilden. Aber schon 1781 sagt NIBELACKER [2]): Was von Karlsbader Sinter in Naturaliencabinetten vorkommt, ist vor undenklichen Jahren erzeugt worden. Weder Erbsenstein noch Rogenstein wird dort gegenwärtig noch gebildet, vielmehr findet nur Inkrustation von Fremdkörpern daselbst statt.

Die Eisenquellen enthalten in kohlensaurer Lösung Eisen- und Mangankarbonat, und liefern Absätze von Eisenoxydhydrat und Manganoxyd. EHRENBERG [3]) fand in diesen Eisenablagerungen, die als Rasenerz oder Sumpferz weit verbreitet sind, organische Reste, die er als *Gaillonella ferruginea* beschrieb, und denen er eine grosse Rolle bei der Eisenbildung zuwies. Aber nach MOLISCH [4]) ist die systematische Stellung dieser Form sehr räthselhaft und man muss bezweifeln, ob es sich hierbei wirklich um eine Diatomee handelt. Sorgfältigere Untersuchungen hat WINOGRADSKY [5]) angestellt und ist dabei zu folgenden Resultaten gekommen: Fädige Bakterien, welche in normalen Wachsthumsverhältnissen rostfarbene Scheiden besitzen, sind weit verbreitet. Die Färbung rührt her von Eisenoxydverbindungen, welche in der Substanz der Gallerte reichlich eingelagert und gleichmässig vertheilt sind. Diese Braunfärbung kommt nur in Eisenoxydhaltigem Wasser durch Oxydation von Eisenoxydul in der Substanz der Fäden selbst zustande. Die, *Leptothrix ochracea* genannte, Bakterie wächst nur bei Zufuhr von Eisenoxydul; das Salz wird von den Zellen begierig aufgenommen, im Protoplasma oxydirt, und das gebildete Eisenoxyd aus den Zellen ausgeschieden. Diese Verbindung ist zunächst löslich und nur der Umstand, dass sie die die Zellen umgebende Gallerthülle imprägnirt, bewirkt es, dass eine Anhäufung von Eisenverbindungen um die Zellen stattfindet. MOLISCH

1) BRAUN, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1872, S. 34.
2) v. HOCHSTETTER, Denkschr. Acad. d. Wissensch. Wien 1839, S. 7.
3) EHRENBERG, Poggend. Annalen CXIV, S. 287.
4) MOLISCH, Die Pflanzen in ihren Beziehungen zum Eisen. Jena 1892, S. 73, Anm.
5) WINOGRADSKY, Botanische Zeitung 1888, S. 260.



hat daraufhin eine grosse Reihe von Raseneisensteinen nach Eisenbakterien durchsucht, dieselben aber nur in 9 % der Fälle gefunden. Wir müssen daher schliessen, dass die Entstehung der Raseneisenerze nicht ursprünglich an die Thätigkeit von Eisenbakterien geknüpft ist, sondern dass dieselbe in der Regel ohne Intervention der genannten Organismen von statten geht, dass sich aber diese unter Umständen an der Entstehung und Zusammensetzung der Sumpferze betheiligen, ja sogar hervorragenden Antheil nehmen können.

Der chemische Absatz von Eisensalzen vollzieht sich leicht am Rande von Aeckern[1]) und in Wassertümpfeln, deren Sammelbecken aus ockergelbem Thon oder Lehm gebildet wird. Die darin gewachsenen Pflanzen sinken am Ende des Herbst todt zu Boden und beginnen zu verwesen. Hierbei brauchen sie Sauerstoff, den sie theilweise dem Eisenoxyd ihrer lehmigen Grubenwände entziehen. Hierdurch wird dieses letztere in Eisenoxydul umgewandelt, während die Verwesungssubstanzen selbst mittelst des geraubten Sauerstoffs aus ihrem Kohlenstoffgehalt Kohlensäure entwickeln, mit welcher sich das eben entstandene Eisenoxydul zu, im Wasser löslichem doppelkohlensaurem Eisenoxydul verbindet. Hat sich nun das Wasser bis zu seiner Oberfläche hin mit dem genannten Eisensalz versorgt, dann kommen die, in der obersten Wasserschicht gelösten Theilchen desselben mit dem Sauerstoff der Luft in Berührung, und werden zuerst zu röthlichvioiettem, dann blaugrünem, gelbgrünem und zuletzt gelbem unlöslichem Eisenoxydhydrat verwandelt. Indem sich dieses infolge seiner Unlöslichkeit zu Boden senkt, geht dieser Umwandlungsprocess solange weiter, bis alles Eisenoxydul in Eisenoxydhydrat umgesetzt ist. Am Boden des Wassers findet man eine gelbe schleimige Ablagerung, welche als Brauneisenerz an der Luft verhärtet.

Auf ähnliche Weise entstehen die Raseneisenerze, Sumpferze oder Limonite, welche häufig einige Procente von Manganoxyd und Phosphorsäure (bei Vorhandensein faulender Thierreste) enthalten.

Die Kieselquellen enthalten gelöste Kieselsäure, und sind in der Regel Thermen, denn nur bei höherer Temperatur vermag das Wasser soviel Kieselsäure zu lösen, dass es dann Absätze bilden kann.

Im Yellowstonepark bedingt:

1) der verminderte Druck,
2) die Abkühlung des Wassers,
3) chemische Reaktion,
4) Verdampfung

den Absatz von Kieselsäure. Daneben sind Algenrasen bei der Abscheidung gerade wie in den Kalkthermen thätig. Durch blose Verdampfung bildet sich in 43 Jahren eine 1 mm dicke Kieselschicht, durch die Thätigkeit der Algen wird dieses Verhältniss wesentlich günstiger gestaltet.

Obwohl eine Reihe anderer Mineralien lokal auch durch Quellen abgeschieden werden, so sind doch die bisher betrachteten die wichtigsten Erscheinungen, und die anderen Quellabsätze haben nur eine geringe geologische Bedeutung.

---

1) Senft, Fels und Erdboden. München 1876, S. 68.
2) Weed, U. St. Geol. Survey. Annual Report IX, 1889, S. 655.

II. In Binnenseen bilden sich auf chemischem Wege Salzlager und Kalkabsätze. In der Regel werden die aus den Gesteinen ausgelaugten Lösungen durch die Quellen den Flüssen zugeführt und ergiessen sich schliesslich mit diesen in den Ocean. Allein es giebt Regionen, die durch Wannenbildung ausgezeichnet und infolgedessen abflusslos sind; andere Gegenden erhalten so wenige Niederschläge und sind so trocken, dass sich überhaupt keine kontinuirlichen beständigen Abflussrinnen bilden und infolgedessen an den tiefsten Stellen, den Sammelbecken der periodischen Wasserläufe, so concentrirte Lösungen entstehen, dass ein chemischer Niederschlag des Salzgehaltes erfolgen muss; dahin gehören besonders die Wüsten.

Am weitesten verbreitet sind in solchen Binnenseen die Chloride; und die sogenannten Salzseen enthalten[1] als Hauptbestandtheil Chlornatrium, Chlormagnesium, Magnesia und Kalksulphat. In den Bodenabsätzen derselben finden wir diese Stoffe aufgespeichert. Viel sparsamer als die Salzseen sind die Natronseen; in ihnen findet sich stets neben dem Natronkarbonat noch Chlornatrium und Natronsulphat. Noch seltener sind die Boraxseen, in welchen neben Borax stets Chlornatrium enthalten ist.

Am bekanntesten ist das Todte Meer, an dessen Boden sich in 210 m Tiefe ein Sediment fand mit 20 % löslichen Chloriden. Daneben findet sich ein bläulichgrauer Thon mit Gypslinsen. In den Bitterseen, auf dem Isthmus von Sues, fand man vor dem Durchstich des Schiffahrtskanals einen Salzstock von 13 km Länge, 5 km Breite und 13 m Höhe, bestehend aus 6—25 cm dicken Salzschichten, getrennt durch dünne Erdlagen und kleine Gypsprismen. In 1,5 m Tiefe fand man eine 7 cm dicke Schicht von fast reinem, pulverigem Gyps. Steinsalz und Gyps sind also chemische Absätze, die hier am Boden von Binnenseen unter dem Einfluss des Wüstenklimas entstanden sind.

Am Ufer des Natronsees von Teschburun bildet sich während der heissen Jahreszeit ein Sediment, bestehend aus 23 % Natronkarbonat, 51 % Chlornatrium und 16 % Natronsulphat.

In Nevada finden sich Seeabsätze, bestehend aus 11 % Borax mit 50 % Chlornatrium, 20 % Natronsulphat und 18 % Natronsesquikarbonat.

Obwohl in der Gegenwart die chemische Ausscheidung grösserer Kalkmassen am Boden von Binnenseen nicht beschrieben worden ist, so bietet uns doch der Grund des alten Lake Bonneville und Lake Lahontan in Utah und Nevada ein interessantes Beispiel für diesen Vorgang. Als das 300 m tiefe Seebecken dieses Gebietes durch die Sonne eingedampft wurde, bildeten sich an den Flanken, auf klippigen Stellen des Bodens, ja oft sogar an jedem eckigen Stein, Absätze von Kalksinter, die jetzt als 1—30 m dicke Ablagerungen am Boden des alten Seebeckens beobachtet werden. Bald sehen wir runzelige Decken, bald pilzförmige Hügel von abenteuerlichen Formen, bald erfolgte der Niederschlag in regelmässigeren Schichten.

Im Verlauf eines Flusssystems abwärts von der Quelle bis zur Mündung des Stromes in ein grösseres Sammelbecken, ist die Bildung chemischer Absätze gering, nirgends entstehen ausgedehnte Lager der-

1) J. Roth, Allg. und Chem. Geologie, I, S. 463.

selben, so lange das lösende Wasser in ruhiger Bewegung thalabwärts rinnt. Auch die Seen, welche in den Lauf der Flusssysteme nicht selten eingeschaltet sind, dienen wohl als Klärungsbecken für die mechanisch transportirte Flusstrübe, aber sie sind kein Ablagerungsort für die chemisch gelösten Stoffe.

III. Die meisten Flüsse münden in das Meer und führen demselben ihre chemischen Bestandtheile zu. Wir haben schon Th. I. S. 57 die seltsame Thatsache besprochen, dass der Salzgehalt des Seewassers keineswegs übereinstimmt mit dem Salzgehalt der einströmenden Flüsse. Schon wiederholt hat man betont, dass das Meeressalz [1]) andere Verhältnisse seiner Bestandtheile zeigt, als die gelösten Stoffe der Flüsse, dass daher das Seesalz theilweise als ein Rest des Salzgehaltes im Urocean betrachtet werden müsse.

Nach Reade [2]) würden die Flüsse der Erde den jetzigen

Sulphatgehalt des Meeres	in	25,000,000	Jahren
den Carbonatgehalt „	„	„	480,000	„
den Chloridgehalt „	„	„	200,000,000	„

erzeugen.

Nach Dittmar würde der Salzgehalt des Meeres durch die einströmenden Flüsse in 1200 Jahren um 1% vermehrt.

Nach den Versuchen von Usiglio muss Seewasser auf die Hälfte seines Volumens (53,3 %) eingedampft werden, ehe Spuren der darin gelösten Salze zum Absatz gelangen, und beträchtlichere Mengen von Salzen fallen erst aus, wenn das Volumen auf 19 % eingedampft ist.

Man ersieht daraus, dass im Seewasser eine ganz beträchtliche Menge von Salzen mehr gelöst sein können, und dass die Sättigung desselben im offenen Ocean nirgends auch nur annähernd erreicht wird. Infolgedessen ist es ganz unmöglich, dass in einem Meerestheil, der in offener Circulation mit dem Weltmeer steht, durch direkte Abscheidung chemische Ablagerungen gebildet werden können.

Nur unter zwei Bedingungen ist ein chemischer Niederschlag der Salze aus dem Seewasser möglich: entweder am Rande des Meeres, in periodisch abgeschnittenen Buchten unter dem verdunstenden Einfluss eines heissen Klimas, aber auch nur so lange, als der betreffende Meerestheil vom Meere abgetrennt ist, oder unter dem Einfluss chemischer Reactionen, die den Bestand des Meerwassers verändern und Salze zum Niederschlag bringen können.

Es kann sich wegen der Langsamkeit [3]) der Diffusion im Meere lokal ein Löslichkeitsmaximum für verschiedene Stoffe ausbilden und deren Abscheidung bedingen; und die Annahme, dass das ganze Meer oder eine Meeresbucht erst das Maximum der Löslichkeit eines Stoffes darbieten müsse, ehe sich derselbe niederschlagen kann, ist nicht gerechtfertigt.

Am Rande des Meeres, in der Litoralzone findet man Buchten, welche nur theilweise abgeschlossen sind. Eine „Barre“ [4]) oder Sand-

1) Forbes, Geol. Mag. 1867, S. 438.
Hunt, Quaterl. Journal Geol. Soc. XV, S. 491.
Murray, Nature, Okt. 1885, S. 583.
2) Agassiz, Three Cruises of the Blake I, S. 129.
3) Pfaff, Allg. Geologie 1873, S. 52.
4) Ochsenius, Zeitschrift für prakt. Geologie 1893, S. 189.

bank, hoch genug um bei Ebbe die Bucht vom Meere abzuschliessen, aber zugleich niedrig genug um der Fluth ein Ueberspülen zu gestatten, ist die nothwendige Voraussetzung dafür, dass während eines Theiles des Tages der Concentrationsgrad des Seewassers gesteigert und chemischer Absatz möglich gemacht wird. Freilich muss betont werden, dass solche Barren am Rande des offenen Oceans nur sehr vereinzelt beobachtet werden, und wegen der Abrasionswirkung auch keineswegs einen längeren Bestand haben können. Und obwohl nach dem Vorgang von OCHSENIUS die Existenz solcher Barrenbuchten in früheren Erdepochen zur Bildung jedes Salzlagers angenommen wird, so muss doch betont werden, dass die ontologische Methode keine Bestätigung der Allgemeingiltigkeit der Barrenwirkung liefert. Mit wenigen Ausnahmen sind derartige Barren am offenen Meere nicht zu beobachten, und wo sie vorkommen, da sind es mehr klimatische als topographische Ursachen, welche die Bildung chemischer Absätze verursachen.

Durch dreijährige Beobachtung[1]) fand PFAFF, dass bei einer Regenmenge von 2097 mm in Erlangen zwar 2153 mm Süsswasser verdampften, aber nur 1868 mm Seewasser verdunstete. In dem europäischen Klima, wie in jeder regenreichen Gegend, ist also die Bildung chemischer Absätze durch Verdunstung von Seewasser, selbst bei vollkommenem Abschluss unmöglich. Eine Barre, welche nur einen theilweisen Abschluss herbeiführt, kann also unter den angeführten Verhältnissen nur dann chemische Absätze bilden, wenn die Verdunstung ganz erheblich grösser ist als die Regenmenge. Am Rothen Meer, wo derartige klimatische Voraussetzungen herrschen, sind doch nur ganz kleine Buchten bekannt, in denen Salz abgeschieden wird, und die einzige Stelle, wo auf weitere Erstreckung marine Salze zur Abscheidung gelangen, ist der Runn of Kutsch, den wir in einem späteren Abschnitt kennen lernen werden. Hier ist zwar keine Barre vorhanden, aber die nahe indische Wüste macht ihren Einfluss auf die Höhe der Verdunstung geltend.

Wenn wir somit die Bildung von Salzabsätzen am Rande des Meeres in der Gegenwart für eine überaus vereinzelte und seltene Erscheinung erklären müssen, so ist dafür eine Bildung chemischer Kalkabsätze an einzelnen Litoralgebieten beobachtet worden, welche ein besonderes Interesse beanspruchen darf. Am nördlichen Theil des Rothen Meeres, auf der Rheede von Sues[2]), an den Küsten der Sinaihalbinsel bei Uadi Deheese[3]), sodann an den Küsten von Florida[4]) und der Keyinseln, finden sich ausgedehnte Ablagerungen von Oolithsand, dessen Entstehung an jenen Lokalitäten keinem Zweifel unterworfen sein dürfte. "Es ist leider noch nicht gelungen die Umstände der Bildung dieser Kalkabsätze zu erkennen, allein dass es sich um einen chemischen Absatz von Kalk aus dem Meerwasser handelt, ist wohl sicher."

1) PFAFF, Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1872, S. 408.
2) J. WALTHER, Abh. d. K. S. Ges. der Wissenschaften Leipzig, XIV, Nr. 10, S. 1888.
A. ROTHPLETZ, Bot. Centralblatt 1892, Nr. 35.
3) J. WALTHER, Abh. Ges. der Wissenschaften, XVI, 1891, S. 528.
4) AGASSIZ, Bull. Mus. Comp. Zool. 1869, S. 373.

Betrachten wir jetzt die durch chemische Reaktionen gebildeten chemischen Ablagerungen des Meeresgrundes: Mit Rücksicht [1]) auf die chemischen Umsetzungen im Seewasser können wir das heutige Meer in zwei grosse übereinanderliegende Stockwerke eintheilen. Die obere erste Region ist die der Bewegung, darunter liegt die Region der Ruhe. Die Mächtigkeit der bewegten Zone ist nach Ort und Zeit sehr verschieden, jedenfalls ist das ruhige Gebiet der Tiefsee von viel beträchtlicherer Ausdehnnng als die bewegte Oberflächenschicht. Wellen und Meeresströmungen bewegen das Wasser nur in den obersten Wasserschichten, nnd nur hier wird durch dieselben das Seewasser beständig so durcheinander gemischt, dass der Salzgehalt überall gleichmässig ist. Unterhalb einer gewissen Tiefe herrscht absolnte Bewegungslosigkeit; wenigstens vollzieht sich hier die Wasserbewegung in unmessbar langsamem Tempo.

Die Meeresoberfläche, welche der Sonnenwärme, den Regenwassern, Wind und Wetter ausgesetzt ist, ist der Schauplatz einer mehr oder weniger heftigen Verdnnstung; die dadurch hervorgerufenen Veränderungen der Dichte und der chemischen Beschaffenheit vereinigen sich mit den durch den Wind hervorgerufenen Bewegungen, und rufen Wasserströmnngen von verschiedener Richtung hervor, welche sich als Wasserversetzung in der Oberflächenschicht von etwa 900 m geltend machen.

Unterhalb einer gewissen Tiefe, die nach Ort und Zeit grossen Schwankungen unterworfen ist, beginnt das Seewasser zu stagniren. Infolge davon sind die Diffusionsvorgänge überaus langsam, und die chemische Beschaffenheit des Seewassers kann unter dem Einfluss anderer Vorgänge verändert werden, sofern diese Veränderungen nur rascher verlaufen als die lokale Intensität des Diffusionsvorganges beträgt. Am leichtesten sind diese Bedingungen aber in den obersten Sedimentschichten des Meeresbodens erfüllt. Das in dem feinkörnigen Schlamm, Schlick und Thon des Meeresgrundes befindliche Seewasser, das marine Grundwasser, wie wir es nennen wollen, wird durch die vielen Adhäsionsflächen nnd Reibungswiderstände innerhalb des Sedimentes bei allen Diffusionsbewegungen gehindert; nur überaus langsam kann innerhalb des Sedimentes ein Ausgleich verschieden dichter Lösungen erfolgen.

Ausserdem ist aber dieses selbe marine Grundwasser der Schauplatz aller Verwesungsvorgänge, welche herabfallende Organismenreste erleiden. Der Meeresschlamm ist fast ausnahmslos so mit organischen Resten durchsetzt, dass die darin vorhandenen Bakterien überall Fäulniss und Verwesung veranlassen. Die bei diesen Umwandlungsvorgängen nöthige Menge von Sanerstoff entziehen die Bakterien theilweise dem Sediment, theilweise dem Grundwasser. So kommt es, dass das marine Grundwasser fast überall eine andere chemische Beschaffenheit besitzt, als das darüberstehende Bodenwasser, obwohl beide nur durch eine dünne Sedimentschicht voneinander getrennt sind.

Die ersten diesbezüglichen Untersuchungen [2]) wurden von P. Schirlitz und mir im Jahre 1885 in Neapel angestellt; vor kurzem

1) Thoulet, Revue Général des Sciences 1891, Nr. 10, S. 326.
2) J. Walther & P. Schirlitz, Zeitschr. d. d. Geol. Ges. 1886, S. 334.

haben MURRAY und IRVINE[1]) unabhängig von unseren Studien dieselbe Frage zum Gegenstand ausgedehnterer Beobachtungen gemacht. Hierbei ergaben sich folgende Resultate:

Das Seewasser ist in dem Sediment am Meeresgrund, besonders im Blauschlamm, oft von anderer Zusammensetzung als das normale darüber stehende Wasser. Wenn dieses „Grundwasser“ durch Diffusion in die normalen Wasserschichten gelangt, können letztere so verändert werden, dass der Brauch, nach dem Chlorgehalt durch Rechnung die anderen Bestandtheile des Seewassers zu bestimmen, nicht überall berechtigt erscheint.

Wo organische Substanz im Seewasser zersetzt wird, findet eine Reduktion der Schwefelsalze der Alkalien und der Alkalischen Erden statt, und die Alkalinität des Seewassers nimmt zu.

Wenn auf diese Weise im marinen Grundwasser ein Theil oder die ganze Menge des Schwefels im Seesalz als Eisensulfid abgesetzt ist, entsteht die charakteristische blaue Farbe des Blauschlammes der Flachsee.

Aber es erfolgt nicht allein diese Desoxydation der Sulphate und der Auszug von Schwefel aus dem Grundwasser, sondern unter günstigen Verhältnissen kann sich dieser Vorgang im Wasser selbst vollziehen. Hierdurch entstehen die Anhäufungen von Schwefelwasserstoff und Sulphiden, die man im Schwarzen Meere beobachtet, da hier nicht genügend Eisen vorhanden ist, um den Schwefel zu binden und da ebenso Sauerstoff mangelt.

Die chemische Reaktion zwischen Seewasser, zersetzter organischer Substanz und dem Eisen mariner Ablagerungen giebt Fingerzeige über die Bildung von Eisensulphid und Glaukonit in manchen geologischen Perioden, und für die blaue Farbe mancher Schiefer und anderer Gesteine.

Wo sich todte organische Substanz in grösserer Menge am Meeresgrunde anhäuft, da können sich vielleicht auch Phosphatgesteine, ölhaltige Schiefer und Petroleum bilden.

Wenn man kohlensaures Ammoniak zu Seewasser hinzufügt, so erfolgt eine chemische Umsetzung jener Verbindung mit dem im Seewasser enthaltenen schwefelsauren Kalk, indem sich schwefelsaures Ammoniak bildet, und kohlensaurer Kalk ausgeschieden wird. Nach den von P. SCHIRLITZ angestellten Untersuchungen enthält das Liter Seewasser bei Neapel 2 — 4,5 mgr NH_3 so das die Existenz von Ammoniumcarbonat sehr wahrscheinlich ist. SCHIRLITZ fand ausserdem, dass das in sehr zähem Schlamm enthaltene Seewasser weniger Kalksulphat und Magnesiasulphat enthält, als das darüber stehende Bodenwasser.

In Bodenwasser fand sich	im Grundwasser:
CaO 0,64—0,66 ‰	0,56 ‰
MgO 2,35—2,36 ‰	2,18 ‰

Hieraus ergiebt sich, dass in der That die Kalk- und Magnesiasulphate des Seewassers in dem zähen Schlamm eine Verminderung erfahren haben, und dass ein Theil des in diesem Schlamm fein ver-

1) MURRAY & IRVINE, Trans. R. Soc. of Edinburgh 1893, XXXVII, II, Nr. 23, S. 500.

theilten Kalk- und Magnesiakarbonates aus jenen Sulphaten durch kohlensaures Ammoniak ausgeschieden wurde.

Unter der Einwirkung von dem durch verwesende Organismen gebildeten kohlensaueren Ammoniak schlägt sich also aus den Sulphaten des Seewassers Carbonat nieder, und auf diesem Wege können sich kalkhaltige Mergel und Thongesteine bilden.

Die Untersuchung recenter Tiefseeablagerungen hat das bemerkenswerthe Resultat ergeben, dass im Uebrigen chemische Absätze am Meeresboden aus dem Meerwasser nur sehr vereinzelt gebildet werden. Die Entstehung der sehr weitverbreiteten Concretionen beruht mehr auf einer Umlagerung der im Sediment enthaltenen Bestandtheile und einer Anreicherung einzelner Stellen mit Eisen oder Mangansalzen, gegenüber der relativen Verminderung des durchschnittlichen Eisengehaltes des Sedimentes.

Nur die Bildung der Glaukonitsande macht es wahrscheinlich, dass es sich hierbei um eine Ausscheidung aus dem Seewasser handelt.

Aus den Thatsachen der geographischen Verbreitung des Glaukonits geht hervor, dass er immer mit terrigenen Sedimenten gemischt ist, und dass er da am leichtesten gebildet wird, wo feine Schlammtheilchen einen beträchtlichen Antheil an dem Sedimente nehmen. Demgemäss ist er seltener in der Seichtwasserzone wo gröbere Sedimente überwiegen, und wo die mechanische Kraft der Wasserbewegung eine beträchtliche ist. Glaukonit wird fast immer begleitet von Quarz, Orthoklas, weissem Glimmer, Plagioklas, Hornblende, Magnetit, Granat, Epidot, Turmalin, Zirkon, Bruchstückchen von Gneiss, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Granit, Diabas etc. Auch organische Substanzen, oft pflanzlicher Natur, scheinen fast immer mit ihm gemeinsam aufzutreten. Die Glaukonitkörner enthalten oft Spuren von Kalkphosphat und bilden einen beträchtlichen Theil gewisser Phosphatknollen, so dass phosphorsaurer Kalk als sein constanter Begleiter betrachtet werden darf[1]).

Obwohl vulkanische Bruchstücke immer mit Glaukonit zusammen gefunden werden, so zeigt doch das Fehlen des Glaukonites in echten vulkanischen Sedimenten, dass vulkanische Mineralien an seiner Bildung keinen Antheil haben.

Aus der Thatsache, dass dem Glaukonit fast stets Foraminiferen und andere Kalkschalen beigemischt sind und dass derselbe in den Hohlräumen derselben entsteht, könnte man schliessen, dass solche Kalkreste für seine Bildung nothwendig seien. Allein in vielen Korallensanden, Pteropodenschlicken und Globigerinenschlicken findet man keine Spur von Glaukonit; sobald er aber in solchen Sedimenten auftritt, so entdeckt man auch sogleich eine beträchtliche Menge Mineraltheilchen, die aus älteren kontinentalen Gesteinen herstammen. Dasselbe ist der Fall, wenn man Glaukonit in Rothem Thon findet. Bemerkenswerth ist das Fehlen des Glaukonites im Rothschlamm der brasilianischen Küste und des Gelben Meeres. Hier sind alle Bedingungen für Glaukonitbildung vorhanden mit dem einzigen Unterschied, dass hier höher oxydirte Eisenverbindungen im Sediment überwiegen.

1) MURRAY & RENARD, Deep Sea Desposits, S. 339.

Nach den chemischen Analysen enthält frischer Glaukonit:

SiO_2	: 27,7 — 56,6	K_2O	: 0,9 — 4,2
Al_2O_3	: 8,1 — 13,02	Na_2O	: 0,2 — 0,9
Fe_2O_3	: 15,6 — 39,9	H_2O	: 5,5 — 10,8
FeO	: 1,1 — 1,9		
MnO	: Spuren		
CaO	: 1,1 — 1,6		
MgO	: 2,4 — 4,6.		

Die Bildung des Glaukonites beginnt als Steinkern in den, mit feinem Schlamm und organischen Resten erfüllten, Hohlräumen kalkiger Schaalen nnd die Anwesenheit von Natron scheint für die Mineralbildung nothwendig zu sein. Nach dem Zerfall der Schaale vergrössert sich der Glaukonitkern im Sediment weiter. Körner von grösseren Dimensionen entstehen durch Verschmelzen einzelner kleiner Körner.

Es scheint somit, dass auch die Bildung von Glaukonit ein chemischer Absatz im marinen Grundwasser ist; und es eröffnet sich somit die Aussicht, dass auch noch manche andere Mineralien auf demselben Wege entstehen. Ich möchte in dieser Hinsicht besonders auf die Bildung von Dolomit aufmerksam machen.

Es ist eine bemerkenswerthe Thatsache, dass nur subfossile Korallenkalke als neuere Dolomitbildung bekannt sind, während der Magnesiagehalt anderer Kalksedimente meist überaus gering ist. Auch die älteren Dolomitgesteine, welche in grösserem Masse am Bau der Erdrinde betheiligt sind, tragen die deutlichen Merkmale korallogener Entstehung. Es wird unsere Aufgabe sein in dem Abschnitt über Diagenese zu zeigen, dass die Umwandlung von Korallenkalk in dolomitische Gesteine ein Vorgang ist, der sich ebenfalls im marinen Grundwasser vollzieht und der wahrscheinlich durch specifische Organismen, vielleicht Fäulnissbakterien veranlasst wird.

Werfen wir jetzt einen Rückblick auf die bisher besprochenen Bildungen chemischer Ablagerungen, so müssen wir nochmals betonen, dass die meisten natürlichen Lösungen an der Erdoberfläche so wenig gesättigt sind, dass im gewöhnlichen Lauf der Dinge ein Niederschlag der darin gelösten Substanzen schwer erfolgen kann. Gerade das Seewasser ist eine so wenig concentrirte Lösung, dass dasselbe nur unter ganz besonderen Verhältnissen chemische Ablagerungen liefern kann.

Die chemischen Absätze sind ausserdem in vielen Fällen schwer erhaltungsfähig, und werden ebenso leicht wieder zerstört, wie sie gebildet wurden. Infolgedessen ist es nothwendig: die Bedingungen der definitiven Erhaltung, die Umstände der natürlichen Auslese stets im Auge zu behalten.

Lokal sind die chemischen Ablagerungen von Quellen, lokal die durch Verdampfen abgeschnittener Meeresbuchten entstehenden chemischen Niederschläge.

Regional sind die in abflusslosen Wüsten gebildeten chemischen Absätze, und die im marinen Grundwasser am Meeresboden entstehenden Ablagerungen. Das Auftreten eines weit verbreiteten chemischen Gesteins spricht also für solche Regionen. Die Oberfläche chemischer Absätze ist von sehr wechselnder Form, und infolgedessen sind die

Schichtungsflächen derselben ebenfalls sehr verschiedenartig. Während die Quellabsätze oft eine so unregelmässige Auflagerungsfläche zeigen, dass man die Entstehung unregelmässiger Schichtung bei ihnen leicht versteht, sind die am Boden von Wüstenseen und abgeschnittenen Barrenseen gebildeten Salz- und Gypslager von überaus deutlicher regelmässiger Schichtung.

Auf der Erdoberfläche der Gegenwart beginnt die Bildung eines chemischen Gesteins mit dem Transport in rinnnendem Quellwasser oder sogar direkt mit der Auflagerung. Es folgt darauf häufig Diagenese, die wir später noch zu betrachten haben werden.

---

11. Organische Ablagerungen.

Aus den natürlichen Lösungen, welche auf der Lithosphäre als bewegtes oder stehendes Wasser angetroffen werden, bilden sich nicht nur die im vorigen Abschnitt besprochenen chemischen Niederschläge, sondern auch eine Reihe von Ablagerungen, die wir als organische bezeichnen müssen. Wenn man berücksichtigt, dass bei der Bildung chemischer Ablagerungen die Organismenwelt niederer Pflanzen eine oft recht bemerkenswerthe Rolle spielt, so kann es in manchen Fällen schwer sein, zu entscheiden, welcher von beiden Gruppen ein bestimmtes Gestein zugehört. Allein wir haben schon betont, dass wir als organische Ablagerungen solche Mineralmassen bezeichnen wollen, die im Inneren lebender pflanzlicher oder thierischer Gewebe, als Bestandtheil des lebenden Organismus, abgeschieden und nur durch den Zerfall der umgebenden organischen Gewebe frei werden.

Pflanzen scheiden Cellulose (Kohle), kohlensauren Kalk, Kieselsäure und Schwefel ab, Thiere kohlensauren Kalk, Kieselsäure und Phosphate. Die Pflanzen bilden diese Verbindungen aus der Atmosphäre, dem Erdboden, oder dem Wasser, bei den Thieren dagegen scheinen manche Mineralsalze durch die Nahrung aus Pflanzen entnommen zu werden. Leider sind nur wenig diesbezügliche Untersuchungen angestellt.

Ueber thierische Kalkabscheidung hat MOHR[1]) folgende Theorie aufgestellt: Das Meerwasser enthält nur geringe Spuren von kohlensaurem Kalk, aber schwefelsauren Kalk in beträchtlicher Menge. Die Schwefelsäure kann nicht ohne Weiteres ausgeschieden werden, weil sonst das Meer eine saure Reaktion annehmen müsste, und weil sich der kohlensaure Kalk darin allmälig wieder in schwefelsauren umsetzen müsste. Es muss deshalb die Schwefelsäure entweder zersetzt werden oder mit einem Körper in Verbindung treten, welcher die saure Wirkung aufhebt. Wir kennen im Leben der Thiere keinen Vorgang, welcher im Stande wäre, freie Schwefelsäure zu zersetzen oder auszuscheiden. Hier tritt die Pflanze ein. Wir wissen, dass im Leben der Pflanze durch die Wirkung des Lichts Kohlensäure und Schwefelsäure zersetzt werden. Die Kohlensäure legt ihren Kohlenstoff als Kohlehydrat

1) MOHR, Geschichte der Erde, S. 46.

in der Pflanze nieder, der Sauerstoff wird frei und tritt aus; die Schwefelsäure verbindet ihren Schwefelgehalt mit den Elementen des Ammoniaks und mit Kohlenstoff zu schwefelhaltigem Albumin, und der Sauerstoff tritt ebenfalls aus. Der Kalkgehalt des Gypses verbindet sich als Aschenbestandtheil mit dem Gewebe der Pflanze. Indem die Pflanze von dem Thier verzehrt wird, entsteht aus dem Albumin der Pflanze der lebende Körper des Thieres; die Kohlenhydrate werden in der Respiration wieder zu Kohlensäure oxydirt, und diese verbindet sich mit dem in der Pflanze als Aschenbestandtheil enthaltenen Kalk nach Oxydation des organischen Bestandtheiles zu kohlensaurem Kalk, der sich in der Schaale des Thieres mit einer gewissen Menge eines sauerstoffreichen Albumingebildes, Conchiolin, niederlegt. Während das Thier längere Zeit lebt, geniesst es eine grosse Menge Pflanzen; ihren Kalkgehalt legt es gänzlich in der Schaale ab, aber ihren Albumingehalt kann es nicht ansammeln, da er durch das Leben wieder verzehrt wird. Daraus erklärt sich, dass das Thier sein Leben ohne eine harte Schaale beginnt, im Verlauf aber immer grössere Mengen Kalk darin ablegt, so dass zuletzt seine Schaale den lebenden Körper um das Vielfache übertrifft.

Das lebende Thier scheidet seinen Schwefelgehalt als Schwefelsäure aus, das absterbende und verfaulende als Schwefelwasserstoff. Allein auf die Dauer kann er mit Sauerstoff nicht bestehen, und geht allmälig wieder in Schwefelsäure über, und diese wird von dem kohlensauren Kalk, der durch die Flüsse im gelösten Zustand dem Meere wieder zugeführt wird, gebunden und in Gyps verwandelt. So haben wir für den Gyps einen vollständigen Kreislauf aus Schwefelsäure in Albumin, und daraus wieder in Gyps. —

Von Wichtigkeit ist es, darauf hinzuweisen, dass die Menge der in einer Lösung enthaltenen Salze keinen direkten Einfluss hat auf die Menge der organisch abgeschiedenen Stoffe. Bei chemischen Ablagerungen ist es ja begreiflich, und durch die Beobachtung vielfach belegt, dass ihre Bildung um so rascher und kräftiger erfolgt, je mehr von dem betreffenden Salz in der Lösung enthalten ist. Organische Ablagerungen stehen keineswegs in dieser einfachen Abhängigkeit von ihrer Umgebung.

Im Wasser des Atlantic sind:

0,033—0,043 ‰ kohlensaurer Kalk enthalten;

im Wasser der nördlichen Ostsee sind:

0,029 – 0,048 ‰ kohlensaurer Kalk gelöst;

trotzdem sind die Kalkthiere der Ostsee dünnschalig und viel kalkärmer als dieselben Arten im Atlantik.

Wenn man andererseits erwägt, dass Substanzen, welche im Seewasser selbst mit Hilfe der Spektralanalyse nicht nachzuweisen sind, in den Skeletten von Seepflanzen und Seethieren gefunden werden, wenn wir im Seewasser selbst mit den feinsten Reaktionen Jod und Brom nicht entdecken können, und im Gewebe der Seetange bis zu 2 % dieser Elemente angesammelt sehen, so muss uns der Gegensatz zwischen den Bedingungen, welche einen chemischen und solche, die organische Absätze veranlassen, recht auffällig erscheinen. Die Intensität organischer Ablagerung ist einzig und allein abhängig von bionomischen Ursachen, nicht von der Concentration der zu

Gebote stehenden Lösung. Die so reichlich im Seewasser enthaltenen Chloride werden nicht in Pflanzen und Thieren abgeschieden, während sich die geringen Spuren von Kieselsäure, Jod u. s. w. in lebenden Organismen angehäuft finden.

Chemische Ablagerungen, als solche, sind nur selten einem Transport unterworfen, die Gesteinsbildung beginnt bei ihnen mit der Auflagerung, darauf folgt in der Regel Diagenese. Anders ist es mit den organischen Ablagerungen. Zwar gleichen die durch sessile, benthonische Korallenriffe gebildeten Kalkabsätze sehr den chemischen Niederschlägen, denn sie werden da aufgelagert, wo sie gebildet werden. Anders ist es mit den vagil benthonischen und den planktonischen Organismen, denn ihre Hartgebilde erleiden in der Regel nach dem Tode ihrer Träger einen oft sehr langen Transport, ehe sie zum Absatz gelangen. Eine Globigerine, eine Nautilusschale, Diatomeen, ganze und verwesende Pflanzentheile werden oft lange Zeit hin und her getrieben, ehe sie zur Ablagerung gelangen. Wenn also bei der Beurtheilung eines chemisch gebildeten Gesteins, die Bedingungen des Absatzes und der Auflagerung zusammenfallen, und auch die durch sessil benthonische Pflanzen und Thiere entstehenden Gesteine nach denselben Gesichtspunkten beurtheilt werden dürfen, so giebt es doch eine Reihe von organischen Ablagernugen, bei denen wir: Abscheidung, Ablation, Transport und Auflagerung unterscheiden können, und deren Entstehungsbedingungen daher viel verwickelter sind. Es kömmt hinzu, dass viele derartige Bildungen einer sehr beträchtlichen Wiederzerstörung unterworfen sind. Die Kalkarmuth vieler Tiefseeabsätze ist nicht eine Folge davon, dass dort keine Kalkreste aufbereitet werden, sondern dass die dahin transportirten Kalkreste durch das unter hohem Druck stehende Seewasser aufgelöst werden. Es muss also bei der Beurtheilung derartiger transportirter organischer Absätze auf die während des Transportes erfolgende natürliche Auslese Rücksicht genommen werden.

Endlich ist die Summe des in einem bestimmten Sediment vorhandenen, organisch abgeschiedenen Kalkes auch noch davon abhängig, wie intensiv die gleichzeitige Zufuhr mechanischen Materials ist. Ein Kontinentalschlamm und ein dem Rothen Tiefseethon nahestehendes Sediment mögen beide 10 % organische Kalkreste enthalten. Dennoch lassen sich beide nicht daraufhin genetisch gleichstellen, denn während das Flachsediment aus 90 % terrigenem Material und 10 % Kalk gebildet wurde, sind gleichzeitig in der Tiefsee vielleicht 90 % Kalk und 10 % vulkanische Asche abgesetzt, aber von dem Kalk 89 Theile wieder aufgelöst worden. Das procentuale Verhältniss des Kalkes zu dem in Salzsäure unlöslichen Bestandtheil ist in dem Endprodukt beide Male dasselbe, doch entstanden beide Sedimente unter wesentlich anderen Bedingungen.

Bildungsort und Auflagerungsort fallen bei organischen Ablagerungen nicht nothwendig zusammen, und die Menge der organischen Ablagerung ist oftmals das Resultat der während des Transportes erfolgenden Auslese.

Wenden wir uns jetzt den Organismen zu, welche organische Ablagerungen bilden, so müssen wir zuerst hervorheben, dass zwar viele Pflanzen und Thiere Mineralsalze enthalten, dass aber nur wenige der-

selben eine grössere geologische Bedeutung beanspruchen können. Oxalsaurer Kalk, phosphorsaurer Kalk, schwefelsaurer Kalk ist in den Geweben vieler Landpflanzen verbreitet[1]), ohne dass man diesen Salzen eine bemerkenswerthe geologische Rolle zuertheilen könne. Bei Abwesenheit von Kalk kann sich überhaupt keine Pflanze entwickeln. Die Kieselsäure scheint nicht absolut nothwendig für das Gedeihen der Pflanze zu sein, doch ist sie überaus weit im Pflanzenreich verbreitet und spielt insofern eine gewisse geologische Rolle, als verkieselte Pflanzentheile leichter versteinern können. In der Reinasche von

Pilzen	findet man	0,09 — 15 %	Kieselsäure
Algen	„ „	0,34 — 10 „	„
Flechten	„ „	15 — 70 „	„
Moosen	„ „	12 — 16 „	„
Farnen	„ „	2 — 50 „	„
Schachtelhalmen	„ „	40 — 96 „	„
Coniferennadeln	„ „	5 — 84 „	„
Coniferenholz	„ „	3 — 36 „	„
Gräsern	„ „	7 — 83 „	„
Dikotyledonen	„ „	wenig — 78 „	„
Baumrinde	„ „	4 — 96 „	„
Laubblättern	„ „	1 — 48 „	„

Die in Landpflanzen auftretenden Kalksalze und Kieselsäureausscheidungen sind nach den Untersuchungen von Stahl[2]) ein Schutzmittel gegen Thierfrass, und gewinnen dadurch eine grosse Bedeutung für die Pflanzengeographie.

Von geologischer Bedeutung sind als Gesteinsbildner folgende Gruppen zu nennen:

Lebensweise:	Meer:	Süsswasser:	Festland:
	I. Kohlensauren Kalk abscheidend:		
planktonische Pflanzen:	Calcocyteen......	—	—
		—	—
„ Thiere:	Foraminiferen.....	—	—
	Pteropoden		
	Heteropoden		
	Crustaceen	Crustaceen	
benthonische Pflanzen:	Florideen..........	Characeen	—
		Rivulariaceen	—
	Chlorozoosporeen	Kalkalgen	—
„ Thiere:	Foraminiferen.....	—	—
	Kalkschwämme	—	—
	Anthozoen	—	—
	Hydroiden	—	—
	Echinodermen	—	—
	Anneliden	—	—
	Brachiopoden	—	—
	Bryozoen	—	—

1) Kohl, Kalksalze und Kieselsäure in der Pflanze. Marburg 1889, S. 197.
2) E. Stahl, Jen. Zeitschr. für Naturwissenschaft 1888, S. 70.

Lebensweise:	Meer:	Süsswasser:	Festland:
	Crustaceen	Crustaceen	—
	Muscheln	Muscheln	—
	Schnecken	Schnecken	—
nektonische:	Wirbelthiere	Wirbelthiere	Wirbelthiere
II. Kieselsäure ausscheidend:			
planktonische Pflanzen:	Diatomeen	—	—
„	Dictyochen	—	—
Thiere:	Radiolarien	—	—
benthonische Pflanzen:	Diatomeen	Diatomeen	—
„ Thiere:	Kieselschwämme ..	Kieselschwämme ..	—
III. Kohle bildend:			
	Tange	Algen	Landpflanzen
IV. Schwefel ausscheidend:			
	Schwefelbakterien ..	Schwefelbakterien ..	—
V. Phosphate ausscheidend:			
	Wirbelthiere	Wirbelthiere ..	Wirbelthiere.

I. Betrachten wir jetzt vergleichend-geographisch die Ablagerungen, welche auf organischem Wege entstehen, so muss betont werden, dass der kohlensaure Kalk am weitesten verbreitet ist. Organisch gebildete Kalklager finden wir auf dem Festland, wie am Boden der Tiefsee, von den in Höhlen erhaltenen Knochenbreccien diluvialer Thiere bis zu den Korallenriffen und den Anhäufungen planktonischer Globigerinen. In dem Rheinwasser des Bodensees leben Kalkalgen geradeso wie in dem Salzsee von Utah, und die planktonischen Coccosphären bilden einen beträchtlichen Theil der feinen Tiefseesedimente. In der diaphanen Region bedecken steinharte Kalkalgenknollen weite Strecken des Meeresgrundes, und finden sich von Novaja Semlja bis nach den Tropenkreisen.

Benthonische Meeresthiere, welche in ihren Geweben Kalk abscheiden und dadurch gegen die Angriffe ihrer Feinde geschützt sind, leben in allen Tiefen und allen Breiten, und nur wo durch einströmendes Süsswasser der Salzgehalt des Meeres vermindert wird, da bilden dieselben auch weniger kalkreiche Panzer. Die Mollusken der Ostsee sind klein und dünnschalig, ihre Gehäuse sind kalkarm, und bestehen oft fast nur aus Conchiolin. Für die Aufbereitung der Kalkschaalen abgestorbener Benthosthiere spielen die Raubfische und Raubkrebse am Meeresboden eine bemerkenswerthe Rolle. Sie zerbeissen und zerknacken alle Muschelschaalen, Schneckengehäuse, Echinodermenskelette, Krebspanzer, um aus denselben mit ihren Kaufüssen die letzten Reste von Fleisch herauszuholen. Dadurch erzeugen sie einen scharfkantigen Muschelsand, der dann wie eine mechanische Ablagerung in horizontalen Kalksandschichten aufbereitet wird.

Manche[1]) Fische nähren sich von Muscheln, Schnecken, Krebsen und Echinodermen, namentlich die, welche zum Aufknacken der Schaalen und anderer harter Theile breite Mahlzähne haben, so *Chrysophrys, Sphaerodon, Crenidens, Lethrinus, Julis, Cheilinus, Therapon, Diagramma, Gerres.*

An[2]) manchen Lokalitäten des Golfstrombodens finden sich grosse

1) Klunzinger, Zeitschr. für Erdkunde. Berlin 1871, S. 60.
2) Verill, Americ. Journal 1882, II, S. 450.

Anhäufungen todter Schaalen, zerbrochen oder unverletzt. Eine kleine Zahl sind durch Schnecken angebohrt, doch die Mehrzahl ist in dieser Hinsicht unverletzt. Es kann nach Verill nicht zweifelhaft sein, dass die Mehrzahl derselben den in diesen Gründen so häufigen Seesternen als Futter gedient haben, aus denen er oft ganze Schaalen, selbst Pteropoden, entnahm. Manche Fische, wie Stockfisch, Schellfisch, Rothauge haben die Gewohnheit, ganze Schaalthiere zu verschlucken, und nachdem sie die Weichtheile verdaut haben, die unverletzten Schaalen wieder auszuspeien; solche Fische sind hier häufig. Die zerbrochenen Schaalen sind wohl von Krabben und anderen Krebsen erbeutet worden, welche feste Scheeren haben, um die Schaalen zu zerbrechen. Die grossen Arten von *Cancer* und *Geryon* nnd die grösseren Paguriden, die hier häufig sind, haben Kraft genug, um die meisten Muscheln zu zerkleinern. Auch manche Fische zerbrechen die Muscheln, ehe sie dieselben verschlingen, so dass beide, Krebse und Fische, zweifellos mitgeholfen haben um die Kalksande zu erzeugen.

Diesen klastischen Kalkabsätzen gegenüber bilden die benthonisch festgewachsenen Thiere, wie Korallen und Kalkschwämme, Bryozoen und Hydraktinien häufig ungeschichtete Ablagerungen, die als Kalkinseln zwischen andere Sedimente eingeschaltet sind.

Da die Mehrzahl der Kalke organischen Ursprungs sind, so wird das Problem der Kalkentstehung in der Mehrzahl der Fälle von bionomischen, thiergeographischen Gesichtspunkten behandelt werden müssen. Je mehr Kalk irgendwo am Meeresgrund gebildet wurde, desto reicher muss daselbst die marine Thier- und Pflanzenwelt gewesen sein, und eine geologische Karte auf der die marinen Kalke mit einer einheitlichen Farbe bezeichnet würden, stellte die Verbreitung benthonischer Kalkorganismen im Laufe der Zeiten dar. Dieses Faunen- und Florenoptimum hat sich in der Folge geologischer Perioden beständig auf der Erdoberfläche verschoben, die thiergeographische Provinz der Kalkbildner ist nicht immer auf der derselben Stelle geblieben, sondern ihre Facies ist häufig gewandert. Die Kalkstöcke der Juraperiode finden wir vielleicht auf den Thonen der Trias liegen, und über den Juramergeln erheben sich wieder die Kalkstöcke der Kreide. Ein solches Profil ist der Ausdruck für das thiergeographische Wandern der Kalkfacies, und es knüpfen sich daran lehrreiche Betrachtungen über die Veränderungen der physikalischen und bionomischen Umstände an der Oberfläche der Lithosphäre.

Wir wenden uns jetzt zur Besprechnng der einzelnen kalkabscheidenden Organismen: Die Calcocyteen sind planktonische Meeresalgen von sehr geringen Dimensionen (s. S. 139). Ihre Oberfläche ist besetzt mit Coccolithen und Rhabdolithen, die nach dem Tode der Alge zum Meeresboden hinabsinken, um sich dort an der Bildung von Kalkabsätzen zu betheiligen. *Rhabdosphaera* lebt in den wärmeren Meeren, *Coccosphaera* ist in der gemässigten Zone am meisten verbreitet, findet sich aber auch ausserhalb derselben. Die planktonischen Foraminiferen (S. 211) umfassen nur 21 Arten, mit 9 Gattungen, doch sind dieselben ungemein weit verbreitet. Die Schaalen lebender Foraminiferen bestehen aus reinem kohlensaurem Kalk, und lösen sich ohne Rückstand in Salzsäure. Sie leben an der Meeresfläche in ungeheueren Schaaren, besonders in wärmeren Meeren; ihre Schaalen sinken zum

Meeresboden hinab und bilden einen grossen Theil der Tiefseeabsätze. Nach den Versuchen von MURRAY[1]) fallen ihre Schaalen in 3—6 Tagen 4500 m tief durch das Wasser.

Die Pteropoden sind pelagische Thiere, deren zarte Kalkschaalen gelegentlich in solchen Mengen am Meeresgrund gefunden werden, dass man das Sediment als Pteropodenschlick bezeichnet hat. Sechs Gattungen mit 35 Arten werden darin gefunden. (S. 507.)

Die Heteropoden leben häufig zwischen den Pteropoden und ihre zarten Schaalen werden wie jene am Meeresgrund im Sediment gefunden. Es sind die Gattungen *Carinaria*, *Atlanta* und *Oxygyrus*[2]).

Ungemein weit verbreitet sind die Crustaceen im Plankton der heutigen Meere, und ihre Schaalen finden sich häufig in Tiefsee- und Flachseeabsätzen. Die Cirrhipedien: *Anelasma*, *Conchoderma*, *Cryptolepas*, *Lepas*, *Platylepas*, *Scalpellum*, *Tubicinella* und *Xenobalanus* finden sich als Pseudoplankton und ihre Schaalen mischen sich Absätzen aller Tiefen bei. Dagegen sind die meisten marinen Ostrakoden (S. 520) echte Planktonformen, die vom Polarmeer bis zum Aequator, und von der Ostsee bis ins offene Meer überall gedeihen. Ihre kleinen Schaalen findet man in Tiefseeabsätzen. Die Ostracoden sind auch im Süsswasser häufig. FRAAS[3]) beobachtete die Bildung von kalkigen Absätzen an der Quelle Ayin Musa bei Sues durch die in grosser Zahl im Wasser derselben lebenden *Cypris delecta*.

Da die meisten marinen Planktonkrebse ungemein zarte Panzer besitzen, ist es begreiflich, dass man ihre Schaalen selten wohl erhalten findet, und dass der Challenger in Tiefseeabsätzen nur einmal eine zerbrochene Decapdenscheere beobachtete.

Von den benthonischen Pflanzen hätten wir zuerst die Florideen[4]) zu erwähnen, bei denen die Gattungen: *Peyssonelia*, *Galaxaura*, *Liagora*, *Melobesia*, *Lithophyllum*, *Lithothamnium*, *Amphiroa*, und, *Corallina* Kalk abscheiden. Der Kalk ist bei *Galaxaura* in der Rindenschicht als feinkörnige oder krystallisirte Absonderung vorhanden. Man beobachtet starkglänzende scharfkantige Krystalle oder unregelmässige Rhomboeder. Bei *Liagora* ist der Kalk auf die einzelnen Rindenzellen aufgelagert. *Peyssonelia* und *Corallina* haben das gemein, dass bei ihnen der kohlensaure Kalk die secundäre Verdickungsmasse gewisser Zellen und Gewebe inkrustirt, doch kann man an den Kalkmassen immer die Skulptureigenthümlichkeiten der Zellen wieder erkennen. Die *Melobesia* lagern den Kalk ausser in der Mittellamelle, noch in der secundären Verdicknngsmasse ein. Ganz ebenso ist im Allgemeinen die Verkalkung bei *Lithothamnium* und *Lithophyllum*. Bei *Corallina* sind die jüngsten Zellschichten kalkfrei.

Die Analyse[5]) von I. einem sehr dichten *Lithothamnium* aus dem Golf von Neapel und II. einem sehr lockeren *L. ramulosum* von ebendaher ergab:

---

1) MURRAY & RENARD, Challenger Deep Sea Deposits, S. 278.
2) Das. S. 224.
3) O. FRAAS, Aus dem Orient, S. 182.
4) KOHL, l. c., S. 147.
5) J. WALTHER, (Analyse von SCHWAGER), Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1885, S. 238.

	I.	II.
CaO :	48,09	45,88
MgO :	1,90	3,06
CO_2 :	39,87	39,41
SiO_2 :	1,59	1,91
Al_2O_3 :	3,36	3,61
Fe_2O_3 :	0,28	0,41
MnO :	Spuren	Spuren
Org. S. + Wasser :	5,06	5,57
Die Berechnung ergiebt hieraus:		
$CaCO_3$:	85,87	81,93
$MgCO_3$:	3,99	6,42.

Kalkalgen finden sich in allen Meeren vom Strande, wo *Lithothamnium cristatum* auf Felsengrund wächst, bis zu über 200 m Tiefe. Aus der Familie der Chlorozoosporeen sind als Kalkbilder bekannt: *Halimeda, Acetabularia, Cymopolia, Neomeris.* Unter allen Kalkalgen nimmt *Acetabularia* eine überraschende Ausnahmestellung ein, insofern ihre Membran innen fast ausschliesslich von Kalkoxalat, aussen von Kalkkarbonat inkrustirt ist. Bei *Halimeda* setzt sich der Kalk auf den Seitenwänden der Rindenschläuche ab. Bei *Cymopolia* scheidet sich zwischen den vielgliedrigen Wirteln von Seitenzweigen, welche den centralen Algenschlauch besetzen, ein Schleim aus, der sich allmälig so stark mit Kalkkarbonat inkrustirt, dass er steinhart wird, während die Membran selbst kalkfrei bleibt.

Halimeda (S. 107) enthält bis 90 % Kalkkarbonat und ist häufig auf Korallenriffen, oder im Seichtwasser tropischer Meere, wo die im Leben grünen opuntienähnlichen Gewächse durch Stürme herausgerissen werden und in den Conchilienhaufen des Sturmwalles oft häufig sind.

Im Süsswasser sind die Arten der Gattung *Chara* als Kalkbildner bekannt. Sie wachsen in stehendem süssen, oder schwach salzigen Wasser [1]), in der Wüste wie an der Meeresküste. Im Bodensee bedecken sie weite Strecken des Seebodens. Die runden, spiral gestreiften Früchte, die am leichtesten fossil erhaltungsfähig sind, bilden gelegentlich ganze Lager.

Im Bodensee [2]) lebt eine *Rivularia calcarea (Euactis calcivora),* die dem Wasser Kalkcarbonat entzieht und in ihrem Gewebe ablagert. Die Alge bildet jedes Jahr eine neue Kalkschicht und überzieht damit die am Seeboden liegenden Fremdkörper. Wo die Lebensbedingungen vorhanden sind, gesellt sich dazu *Jungermannia riparia var. submersa* und *Fissidens grandifrons,* die aufsitzend auf dem Thallus der *Rivularia,* an der Verdickung der Kalkrinde Theil nehmen. Diese Kalkrinden sind förmlich durchwühlt von den Bohrgängen verschiedener Thiere, unter denen besonders eine Dipterenlarve dadurch bemerkenswerth ist, dass sie auch Kalkgerölle überzieht, und in diese mäandrische Furchen einätzt (Furchensteine).

In der Hürbe, einem Nebenfluss der Brenz [3]) findet man, in 70 cm tiefem Wasser eine 20—40 cm hohe Schicht rundlicher Kalk-

1) Leunis-Frank, Synopsis der Botanik, S. 1584.
2) O. Fraas, Bericht d. XVIII. Vers. d. oberrh. Geol. Vereins 1885, S. 20.
3) Maria Gräfin von Linden, Bericht der Vers. des oberrh. Geol. Vereins 1890, S. 14.

knollen, welche concentrisch gebaut sind, und aus abwechselnden Schichten von den Gehäusen von Phryganenlarven und Algenrinden bestehen in denen die Gattungen *Chroococcus, Oscillaria, Achnanthes minutissima, Meridion circulare, Encyonema, Navicula, Synedra* nachgewiesen wurden. Die hauptsächlich aus Kalksand gebildeten Larvenhüllen sitzen dicht gedrängt nebeneinander, und werden nach dem Ausschlüpfen ihrer Bewohner unter Mitwirkung der genannten Algen von Kalkabscheidungen überrindet. An einer anderen Stelle hat sich auf dieselbe Weise ein 74 m langes, 1 m hohes und 2,4 m breites organisches Kalklager gebildet.

Während die oben genannten Foraminiferen planktonisch lebten, sind die Mehrzahl der Gattungen Bewohner des Meeresgrundes und finden sich in Menge als benthonische Kalkbilder angehäuft. Am Strande des rothen Meeres auf der Sinaihalbinsel ist *Orbitolites* so häufig, dass gewisse Theile des Sedimentes einem Nummulitenkalk ähneln. *Amphistegina* bildet an anderen Orten $^2/_3$ des Sedimentes (S. 210). Dabei ist bemerkenswerth, dass *Orbitolites* 12 % kohlensaure Magnesia enthält, während bei *Nubecularia* 26 % beobachtet wurden. Foraminiferenreiche Ablagerungen finden wir vom Strand durch alle Tiefen der Flachsee, und selbst den Tiefseeablagerungen sind viele benthonische Formen beigemischt.

Die lebenden marinen Kalkschwämme enthalten in ihrem Gewebe eine grosse Zahl von Nadeln, die aus kohlensaurem Kalk mit Natrium, Magnesium, Schwefelsäure und Wasser bestehen. Die Angabe von STEINMANN, dass sich solche Nadeln in destillirtem Wasser lösen, wird von anderen Autoren nicht bestätigt. Einwurfsfreie Analysen lassen sich nach VON EBNER wegen der Kleinheit der Nadeln nicht machen.

Bei den marinen Anthozoen sind kalkige Skelette weit verbreitet; ich brauche nur an die Korallenriffe zu erinnern, um die Bedeutung der Anthozoen für die Bildung von Kalklagern zu charakterisiren. Die Riffkorallenskelette [1] bestehen vorwiegend aus kohlensaurem Kalk (s. S. 268), daneben findet man einen geringen Gehalt an phosphorsaurem Kalk, Kieselsäure und Fluorin.

S. P. SHARPLES fand in

	Kohlensauren Kalk	Phospors. Kalk.	Wasser u. Org. S.
Oculina arbuscula	95,37	0,84	3,79
Manicina areolata	96,54	0,50	2,96
Agaricia agaricites	97,73	0,53	1,64
Siderastraea radians	97,30	0,28	2,42
Madrepora cervicornis	98,07	0,32	1,93
Madrepora palmata	97,19	0,78	2,81

In einer Tiefseekoralle *Pleurocorallium iohnsoni* aus 2788 m fand man [2])

Kohlensauren Kalk	93,39
Kohlensaure Magnesia	6,00
Wasser	0,30
Phosphorsauren Kalk und Eisenoxyd	0,10

1) DANA, Corals and Coral Islands, S. 99.
2) CHALLENGER, Deep Sea Dep., S. 465.

FORCHHAMMER fand 2,1 % Magnesia in *Corallium rubrum* und 6,36 in *Isis hippuris*; MOSELEY [1]) erwähnt eine Analyse von
Millepora tortuosa mit 94,2 $CaCO_3$ 1,2 CaP_2O_6 4,5 H_2O+O.S.
Millepora alcicornis „ 97,2 0,2 2,4.

Unter den anderen lebenden Hydroiden ist nur eine *Hydractinia* bekannt, die geringe Kalkabsätze bildet, dagegen spielten die fossilen Stromatoporiden eine wichtige Rolle in den Kalklagern der Vorzeit.

Die Echinodermen bilden theilweise sehr kalkreiche Skelette und nur bei den Holothurien sind Kalkabscheidungen äusserst gering.

Von Würmern sind als Kalkbildner nur einige Anneliden zu erwähnen. Die Röhren [2]), welche festsitzende Anneliden bilden, um sich gegen äussere Einflüsse zu schützen, sind von sehr verschiedener Form und Struktur. Die ersten Anfänge der Röhrenbildung findet man in dem Schleimüberzug, den gewisse *Arenicola* ausscheiden, wenn sie durch den Schlamm kriechen. *Terebella, Clymena* bilden sich eine zerbrechliche Röhre aus grobem Material durch eine Kittsubstanz verfestigt, doch verlassen sie diese Röhren leicht, um sich ein neues Gehäuse zu bilden. Die *Myxicola* haben eine sehr dicke schwammige Röhre; die *Chaetoptera* und *Sabella* ein viel festeres Gehäuse von pergamentartiger Consistenz, während endlich die *Serpula* allein eine harte Kalkschaale abscheiden. Auf den Riffen von Itaparica [3]) (Brasilien) sind Wurmröhren sehr häufig, und betheiligen sich am Aufbau des Riffes, indem sie zusammen mit Nulliporen die obere Hälfte derselben aufbauen und einen Kalkstein bilden, in dem schliesslich jede Spur der röhrigen Struktur verschwindet. Auch grosse Strecken [4]) der Bermudas sind aus *Serpula*röhren gebildet, und längs der Südküste sind zahlreiche $^1/_2$—6 m grosse Atolls aus Serpulit. Die Würmer leben nur auf der Aussenseite, während die Lagune von todten Röhren umgeben ist. Die Lagune ist 1 m tief und mit feinem Kalksand bedeckt. Während auf den *Fucus*rasen in der Schorre von Helgoland unzählige kleine *Spirorbis* aufgewachsen sind, findet man *Spirorbis nautiloides* [5]) noch 1280 m. tief, zusammen mit *Placostegus tridentatus*.

Die Brachiopoden besitzen meist kalkige Schaalen und leben oftmals so gesellig am Meeresgrund, dass sie hier sedimentbildend werden können.

Die zarten Colonien der marinen Bryozoen eignen sich ebenfalls sehr gut für die Bildung von Kalklagern. Nach den Analysen von SCHWAGER [6]) besteht

		Eschara foliacea	*Lepralia sp.* aus:
CaO	:	50,12	47,18
MgO	:	1,20	2,22
CO_2	:	41,06	39,51
SiO_2	:	0,29	2,39
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	:	0,32	1,47
Org. Subst. + Wasser	:	6,88	7,53

1) MOSELEY, Challenger Rep. II, S. 20.
2) MACÉ, Arch. Zool. Experimentale, X, S. IX.
3) R. RATHBURN, Americ. Journal 1879, S. 327.
4) CHALLENGER, Narrative, I, S. 139.
5) MALMGREEN, Zeitschr. für wissensch. Zoologie 1870, S. 458.
6) J. WALTHER, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1885, S. 238.

Daraus berechnet: $CaCO_3$: 89,87 84,25
$MgCO_3$: 2,51 4,66

Im Golf von Neapel bildet *Eschara* dichte Rasen auf 60 m tief liegenden Klippen. An manchen Stellen bringt das Schleppnetz nur lebende *Eschara cervicornis* herauf, an anderen Orten ist das Netz erfüllt mit abgestorbenen Aesten von *Eschara foliacea.*

Die Krebse leben nicht nur planktonisch sondern auch als Benthos in unzähligen Schaaren am Meeresgrund. Kein Gebiet desselben ist frei von ihnen, auf den Sandflächen der Schorre, an felsigen Klippen, auf Korallenriffen, zwischen Algen und Tangen, auf Schlamm und Sand, überall finden sich diese räuberischen Gesellen. Und doch gehören Krebsreste zu den Seltenheiten in marinen Ablagerungen. Es hängt das damit zusammen, dass die Krebse als Raubthiere und Aasfresser nicht nur die Skelette aller anderen Meeresthiere zerbrechen und zerstören, sondern ebenso die Hartgebilde ihrer eigenen Verwandten. Wo Krebse leben, da ist keine Wahrscheinlichkeit für die Einbettung wohlerhaltener Krebspanzer in marinen Sedimenten. Und wenn also die zerbrochenen Fragmente von Krebspanzern auch den meisten marinen Ablagerungen beigemischt werden, so ist doch nur selten die Möglichkeit gegeben, dass dieselben als solche leicht erkennbar sind. Es kömmt dazu, dass von allen Kalkskeletten mariner Thiere, diejenigen der Krebse am wenigsten dicht sind, und infolgedessen am leichtesten durch das Seewasser wieder aufgelöst und zerstört werden.

Grosse Bedeutung als Kalkbilder besitzen die Muscheln; man braucht nur an die Austernbänke zu erinnern, um diese Thatsache zu kennzeichnen. Alle gesellig lebenden Muschelarten bilden ausgedehnte Muschelbänke, und finden sich besonders in den seichteren Gebieten der Flachsee.

Nicht minder wichtig sind die Schnecken, welche zwar als Raubthiere oder Pflanzenfresser weniger gesellig leben, als die schlammfressenden Muscheln, aber doch alle Regionen des Meeres bewohnen und selbst auf dem Festland gelegentlich in grosser Zahl zusammengeschwemmt werden. Die benthonische Schnecke *Vermetus nigricans* ist an der Küste von Florida [1]) geradezu riffbildend. Mit ihren kleinen schwärzlichen Röhren wächst sie mehrere Zoll über den Wasserspiegel heraus und bildet in einigen grösseren Buchten ausgedehnte Riffe.

Wenn wir die enorme Zahl der das Meer bewohnenden Fische berücksichtigen, so muss uns die Seltenheit von Fischknochen in Tiefseesedimenten in Erstaunen setzen. Der Challenger [2]) fand nur in 4 Fällen Fischknochen, während Otolithen selbst im rothen Thon vorkommen. Die Zusammensetzung derselben scheint sie erhaltungsfähiger zu machen:

J. G. Ross fand in einem Otolithen von *Gadus:*

CaO :	53,08
CO_2 :	43,85
MgO :	2,71
P_2O_5	Spuren
Al_2O_3 :	0,22
S_1O_2 :	0,33
	100,19

1) Dall, Americ. Journal 1887, II, S. 163.
2) Murray & Renard, Challenger Deep Sea Deposits, S. 267 f.

Fischzähne sind in terrigenen Sedimenten selten, dagegen finden sich Haifischzähne überaus zahlreich in gewissen Tiefseeabsätzen. Jedoch ist, im Gegensatz zu dem Erhaltungszustand von Haizähnen in tertiären Ablagerungen, bei den in der Tiefsee gefundenen, nur der Schmelz vorhanden, während das Vasodentin meist zerstört ist. Solche Zähne fanden sich:

im Atlantik: *Oxyrhina* in 4450 m,
Lamna in 3380—4450 m;
im Indik: *Carcharodon* und *Lamna* in 4754 m;
im Pacifik: in 4297 m: in einem einzigen Netzzug 250 Zähne, darunter 4 *Carcharodon*, 14 *Corax* oder *Carcharias*, 60 *Lamna*, 30 *Oxyrhina*, 15 *Otodus*, 2 *Tetradon*, 4 Otolithen;
in 4354 m: in einem Netzzug 1500 Haizähne, darunter 15 *Carcharodon* (83 mm breit und 64 mm lang), 200 *Oxyrhina* und *Lamna*, das harte Dentin eines dieser Zähne enthielt 33,6 % Phosphorsäure.

II. Obwohl Organismen mit Kieselsäureskeletten in allen Theilen des Meeres als Plankton und Benthos weit verbreitet sind, so bilden sie doch bei weitem nicht so häufig ausgedehnte Kiesellager. Um den Südpolarkreis schlingt sich ein 500—1000 km breiter Gürtel von Diatomeenschlick, ähnliche Sedimente beobachtet man auf einem kleinen Gebiet östlich von Japan, und Radiolarienschlick bedeckt kleinere oder grössere Areale in den tropischen Regionen des Indik und Pacifik. Kieselschwämme betheiligen sich nur sehr lokal an der Zusammensetzung der Sedimente.

Diatomeen findet man überall als Plankton, an und unter der Oberfläche des Meeres. Es ist fast unmöglich[1]), ein feines Netz durch das Wasser zu ziehen, ohne eine Anzahl dieser kleinen Wesen zu fangen. Die Maschenweite des Netzes spielt hierbei eine sehr massgebende Rolle. Murray und Haekel fischten gleichzeitig an der einen Seite des Schiffes mit einem gröberen, auf der anderen Seite mit einem feinen Netze, und während in jenem nur grössere Krebse gefangen wurden, war in diesem kein einziger Krebs, dagegen war es erfüllt mit einem dicken Brei von Diatomeen. Solche Diatomeenschwärme findet man im Antarctic, in der Suluse, der Arafurasee, an der Küste von Nordamerika, an den Shetlandinseln, und an der Westküste von Schottland. In den Tropenmeeren leben sie Nachts direkt unter der Meeresoberfläche, am Tage schwimmen sie 18—30 m unterhalb derselben. Getrocknete Diatomeen aus 54° S. Br. ergaben:

Kieselsäure	: 77 %
Thonerde	: 1 %
Org. Substanz	: 16,75 %
Wasser	: 4,87 %

Freilich werden viele Diatomeenpanzer am Meeresgrund wieder aufgelöst und zerstört. Zarte *Chaetoceros* finden sich nie am Meeresboden, *Coscinodiscus* bricht in Stücke, die Anhänge von *Rhizosolenia* trennen sich von dem zarten leicht zerstörbaren Panzer. In den kälteren

1) Murray & Renard, Deep Sea Dep., S. 281.

Meeren sind mehr robuste Formen, in den Tropenmeeren hauptsächlich die zarteren Skelette erhalten.

Weitverbreitet sind Diatomeen auch auf dem Festland. Schon die Verbreitung der marinen Formen nahe der Küste und in brackischem Wasser lässt die Vermuthung aufkommen, dass diese Pflanzengruppe eigentlich dem Geobios angehört und nur durch nachträgliche Einwanderung halobiotisch geworden ist. Alle Süsswasserseen, Sümpfe, Bäche und Flüsse enthalten eine reiche Diatomeenflora und der Schlamm [1]) des Hafens von Wismar besteht nach EHRENBERG zu $^1/_4 - ^1/_2$ der Masse aus Diatomeen. In der Lüneburger Heide ist ein Diatomeenlager von 10 m Mächtigkeit, das hauptsächlich aus *Synedra ulna* besteht, und sogar der Untergrund von Berlin (Luisenstrasse) ist theilweise aus Diatomeen zusammengesetzt.

Die Dictyochen findet man mit Radiolarien vielfach auch in Tiefseeablagerungen.

Die Radiolarien sind ebenso weit verbreitet wie die Diatomeen. Aber während diese in küstennahen, brackischen Gewässern sich am besten vermehren, bevölkern jene die Regionen des offenen Meeres. Die *Acantharia* mit ihrem aus chitinösen Acanthin bestehenden Skelett, werden nach dem Tod zerstört, auch die *Phaeodarien* finden sich seltener in Tiefseeablagerungen als man nach der Verbreitung der lebenden Thiere vermuthen sollte; am besten erhaltungsfähig sind *Nassellaria* und *Spumellaria*. Die *Phaeodaria* und viele *Nassellaria* leben in tiefem Wasser, das eine Temperatur von 5° C. besitzt. Wie wir früher (S. 233) erwähnt haben, sind manche Tiefseeablagerungen ungemein reich an Radiolarien, und es ist eine seltsame Thatsache, dass die mikroskopisch kleinen Skelette derselben für sich allein gesteinsbildend auftreten können. Man ist geneigt, daraus den Schluss zu ziehen, dass an jenen Orten, der Absatz von Radiolarienskeletten mit einiger Geschwindigkeit geschieht, dass ein Regen zarter Kieselhüllen zum Boden der Tiefsee hinabsinkt, und dass eine 1 cm dicke Schicht derselben zeitlich äquivalent sei, einer gleich dicken Schicht Seesand oder Korallenkalk. Allein, man muss erwägen, dass die aus Radiolarien und Diatomeen gebildeten Absätze deshalb so rein und so reich an organischer Kieselsäure sind, weil so wenig mechanische Sedimente bis in diese Regionen getragen werden. Die gleichzeitig dort abgelagerten planktonischen Kalkschaalen werden allmälig wieder aufgelöst, sie sind verschwunden, und nur die schwer löslichen Kieselschaalen bleiben als Ausleseprodukt übrig.

Die Nadeln der Kieselschwämme bestehen aus Kieselsäure mit einem hohen Gehalt von Wasser.

Poliopogogon Amadon [1])	enthält:	7,16 %	Wasser
Pachymatisma johnstonia [2])	„	7,16 %	„
Anthastra communis	„	6,6 %	„
Theonella swinhoei	„	6,53 %	„
Vetulina stalactites	„	6,27 %	„
Corallistes masoni	„	6,23 %	„

1) FRANK-LEUNIS, Synopsis der Botanik, III, S. 1640.
2) F. E. SCHULTZE, Chall. Rep. XXI, S. 28.
3) SOLLAS, Chall. Rep. XXV, S. XLVIII.

Siphonidium ramosum	enthält: 6,1 % Wasser
Suberites suberea	„ 7,34 % „

THOULET[1]) wiess sogar 12,86 bis 13,18 % Wasser in recenten Schwammnadeln nach. Daher muss die Nadelsubstanz als ein opalähnliches Kieselsäurehydrat betrachtet werden. Kieselschwammnadeln finden sich in den meisten marinen Sedimenten, doch beträgt ihre Masse gewöhnlich nur 2—3 % derselben.

Die Süsswasserspongien gehören ebenfalls den Kieselschwämmen an, doch spielen sie nur eine untergeordnete Rolle als Gesteinsbildner. Die in festländischen Pflanzen aufgespeicherten Massen von Kieselsäure gewinnen selten eine grössere Bedeutung. Nur in den Stengeln der Bambusarten werden gelegentlich grosse Mengen von Kieselsäure ausgeschieden, die als „Tabaschir“ wohlbekannt sind. Es ist der eingetrocknete Rückstand[2]), der auf dem Boden der Internodialhöhlen in dünneren Bambusästen stehenden Säfte, und nur der tropischen Sonne scheint es zu gelingen, so ungeheuere Wassermengen in kurzer Zeit durch die Pflanzen wandern zu lassen, dass derartige beträchtliche Verdampfungsrückstände übrig bleiben.

III. Während Kalk und Kieselsäure durch organische Thätigkeit vornehmlich auf dem Meeresgrund aufgespeichert werden, bildet sich Kohle fast ausnahmslos auf dem Festland. Die mikroskopischen Planktonpflanzen des Meeres enthalten so wenig Zellstoff, und sind so klein, dass durch sie kein marines Kohlenlager entstehen kann. Das Psendoplankton des *Sargassum,* das man lange Zeit als Kohlenbildner betrachtet hat, bildet selbst unter den *Sargasso*wiesen der marinen Halistasen keine Anhäufungen von Cellulose, und die benthonischen Pflanzen der Flachsee eignen sich ebenso wenig für diesen Vorgang. Es hängt das mit den Lufträumen zusammen, die alle Benthospflanzen des Meeres in ihren Geweben enthalten. Die Tange, Algen und Seegräser des Meeres würden im Wasser nicht flottiren, würden sich nicht ernähren können, wenn nicht ihre Blätter durch lufterfüllte Hohlräume dauernd nach oben gehalten würden. Diese Eigenthümlichkeit vieler marinen Wasserpflanzen ist aber ein unüberwindliches Hinderniss für ihre Anhäufung am Meeresgrund. Denn sobald eine solche Pflanze durch Stürme losgerissen, sobald ein Blatt derselben durch Pflanzenfresser abgebissen wurde, steigt es sofort zur Meeresoberfläche hinauf und wird schwimmend daselbst erhalten. Infolgedessen verwesen diese Pflanzentheile, werden von den Wellen hin- und hergeworfen, kommen vielleicht nach langer Wanderung in einer Halistase an, oder werden von den Wellen an den Strand gespült. Braunrothe Tangstreifen säumen die Schorre an den meisten Küsten, aber nur ganz vereinzelt können sie am Meeeesboden gefunden werden. Etwas günstiger sind die Wurzelstöcke der Seegräser für die Bildung derartiger submariner Celluloselager. Im Golfe von Neapel ist der grünblaue Schlamm noch in beträchtlicher Entfernung von der Küste ganz durchsetzt mit den verwesenden Wurzelstöcken und Rhizomen von *Posidonia,* welche ja bis in Tiefen von 60 m lebend gefunden wird.

1) THOULET, Comtes Rend. Acad. Paris XCVIII, S. 1001.
2) KOHL, l. c., S. 231.



Aber da die Seegräser meist in ganz seichtem Wasser leben, so spielen sie in der Lithogenie des Meeres nur eine recht untergeordnete Rolle; und können nur in den flachen Theilen der diaphanen Region einen bemerkenswerten Antheil an den dort gebildeten Ablagerungen nehmen.

Wir dürfen jedoch nicht unerwähnt lassen, dass die Reste von Landpflanzen weit hinaus ins Meer getrieben, und den verschiedensten marinen Sedimenten beigemischt werden können. Auf der Leeseite[1]) der Westindischen Inseln ist der Meeresgrund bis in über 2800 m übersäet mit grossen Massen von Holz, frischen und verwesenden Baumzweigen, Blättern nnd Früchten in allen Stadien der Zersetzung. Der Mangel geschlossener Lufträume in den Geweben der meisten Landpflanzen erklärt diese seltsame Thatsache leicht.

Von den genannten Ausnahmen abgesehen, ist das Festland die eigentliche Geburtsstätte aller ansehnlichen Kohlenlager. Freilich geht der grösste Theil der durch Landpflanzen gebildeten Cellulose durch Vermodern rasch wieder zu Grunde. Nirgends spielt die Erhaltung der Ablagerung eine grössere Rolle, wie gerade bei den Humuslagern. Das ganze Problem der historischen Verbreitung der Kohlenlager, ihre Häufigkeit in gewissen Formationen, ihre Seltenheit in anderen Etagen, ist nicht so sehr eine Frage der Entstehung, als wie der Erhaltung grösserer Mengen von Cellulose. Wenn man erwägt, wie gering die Humusschicht am Boden unserer Wälder ist, obwohl jedes Jahr eine ansehnliche Schicht dürrer Blätter den Boden überstreut, wenn man hört, wie geringfügig selbst in den pflanzenreichen Dickichten der tropischen Urwälder die dort gebildete kohlenhaltige Erdschicht ist, so versteht man jenen Gegensatz ohne Mühe.

Wir werden in einem späteren Abschnitt das Problem noch besonders behandeln, und müssen uns hier mit diesen kurzen Andeutungen begnügen.

IV. Auch als Producenten von Schwefel sehen wir Organismen in der Gegenwart thätig, und zwar die sogenannten „Schwefelbakterien“. Dieselben[2]) sind überall in Sümpfen und Tümpfeln verbreitet, selbst da, wo man ihr Vorkommen nicht ahnt. Eine namhafte Vermehrung erreichen sie nur in Gewässern, welche eine gewisse Menge von Schwefelwasserstoff gelöst enthalten. Ihr Hauptfundort sind die Schwefelquellen. Da Schwefelwasserstoff durch faulende Pflanzen in sulphathaltigem Wasser leicht entsteht, so hängt ihre Vermehrung von der Thätigkeit anderer Organismen ab, welche ihnen erst passende Lebensbedingungen schaffen müssen. Die Anwesenheit von Gyps im Meerwasser erklärt ihre Häufigkeit in stillen Meerbusen und Buchten wo verschiedenartiger pflanzlicher und thierischer Detritus angehäuft wird, wie es Warming[3]) für die dänische Küste geschildert hat. Dort bedecken sie massenhaft faulende *Zostera* und färben das Wasser auf weite Strecken roth. Ueberall ist der Geruch nach Schwefelwasser-

---

1) Agassiz, Bull. Mus. Comp. Anat. 1892, XXIII, 1., II, S. 12.

2) Winogradsky, Botan. Zeitung 1887, Nr. 31—37 und Beiträge zur Morphol. und Physiol. der Bakterien. Leipzig 1888, I, S. 9.

3) Warming, Om nogle ved Danmarks Kyster levende Bacterier. Kjöbenhavn 1876.

stoff zu bemerken. ENGLER[1]) hat Schwefelbakterien beschrieben, welche in der Kieler Bucht den „weissen Grund“ bedecken. *Beggiatoa* lebt in stehenden Gewässern nnd lagert kleine, ölartig aussehende Körnchen von Schwefel in ihrem Inneren ab. *Thiothrix* enthält schwarze Schwefelkörnchen und findet sich besonders in rasch fliessendem Schwefelwasser. Andere Gattungen sind: *Thiocystis, Thiocapsa, Thiosarcina, Lamprocystis, Thiopedia, Amoebobacter, Thiothece, Thiodictyum, Thiopolycoccus, Chromatium, Rhabdochromatium* und *Thiospirillum.* Alle diese Formen können beträchtliche Mengen von Schwefelschlamm bilden und dadurch zur Entstehung von Schwefellagern beitragen.

V. Zum Schluss hätten wir noch zu erwähnen, dass auch Phosphate durch organische Thätigkeit gebildet werden. Auf regenarmen Inseln häufen sich die Kothmassen von Seevögeln im Laufe der Jahre zu mächtigen Guanolagern an, und am Meeresgrund kann durch die Kothmassen von Meeresfischen ebenfalls eine phosphorhaltige Ablagerung entstehen. In der Regel aber mischen sich diese Exkremente mit den vorhandenen Sedimenten, ohne für sich besondere Gesteinstypen zu bilden, so dass wir die hieraufbezüglichen Thatsachen bei Gelegenheit der marinen Ablageruugen an verschiedenen Orten zu schildern haben werden.

Im rothen Thon	fand man	0,19—2,09 %
„ Radiolarienschlick	„ „	0,65—1,39 %
„ Globigerinenschlick	„ „	0,19—2,80 %
„ Pteropodenschlick	„ „	2,41—2,44 %

phosphorsauren Kalk (während Haizähne 21,63—75 %, Knochen von *Balaenoptera* 68,13 % phosphorsauren Kalk enthielten). Da aber die Exkremente nicht eigentlich im Inneren lebender Gewebe abgeschieden werden, so können wir die Phosphate nur bedingt zu den organisch gebildeten Ablagerungen rechnen.

Die Entstehung mechanischer und chemischer Ablagerungen war abhängig von physikalischen und meteorologischen, theilweise nur von bionomischen Faktoren. Dagegen ist die Bildung organischer Sedimente in der Regel ein physiologisches Problem. Schon aus diesem Grunde ist es schwer, ja vielleicht unmöglich, diese mit jenen Bildungen zeitlich zu vergleichen. Organische Ablagerungen sind bald geschichtet, bald ungeschichtet, und von sehr wechselnder Verbreitung. Während die aus planktonischen Resten gebildeten Kalk- und Kieselgesteine des Meeres auf ungeheuere Erstreckung relativ gleichartig sind, wechselt bei den benthonisch gebildeten Gesteinen die Facies auf kurze Erstreckung. Gerade die organischen Kalklager, entstanden aus Muschelbänken, Riffkorallen u. s. w., neigen zur Bildung isolirter Kalklinsen und erheben sich oft unvermittelt als heteropische Sedimente inmitten anderer Gesteine.

Bei der Mehrzahl der organischen Ablagerungen spielen in der genetischen Diskussion die Bedingungen der Erhaltung und die natürliche Auslese eine hervorragende Rolle, und erklären manches räthselhafte Auftreten in Raum und Zeit.

---

1) ENGLER, Ueber die Pilzvegetation des weissen oder todten Grundes in der Kieler Bucht.

12. Vulkanische Ablagerungen.

In der Regel sind die bisher betrachteten Ablagerungen Denudationsprodukte. Die mechanisch umgearbeiteten Bruchstücke älterer Gesteine, die aus der Auflösung gewisser Mineralien entstandenen Absätze, und die durch die Thätigkeit von Organismen ausgeschiedenen Mineralmassen, sind häufig Theile der äussersten Erdrinde gewesen und durch Verwitterung, Ablation und Transport an ihren Ablagerungsort gelangt. Anders ist es mit der Entstehung der vulkanischen Gesteine. Ihren Ursprung kennen wir nicht; die Länge des Weges, den sie in der Erdrinde beim Empordringen zurückgelegt haben, ist uns unbekannt; und sogar die physikalischen und chemischen Veränderungen, die das eruptive Magma erlitt, ehe es die Erdoberfläche erreicht, sind schwer zu enträthseln. Das vulkanische Material wird erst in dem Moment Gegenstand exakter Untersuchung und einwurfsfreier Beurtheilung, wo es an der Aussenfläche der Lithosphäre erscheint. Von diesem Augenblick an ist es dem Transport unterworfen, bewirkt vielleicht sogar Corrasionserscheinungen, und wird in kleinerer oder grösserer Entfernung von dem Eruptivkanal aufgelagert.

Nur wenn ein Vulkangebiet durch Denudation aufgeschlossen und bis in seine Tiefen abgedeckt worden ist, können wir die Vorgänge beurtheilen, welchen das empordringende vulkanische Gestein innerhalb der Erdrinde unterworfen war.

An der Erdoberfläche treten uns zwei verschiedene Typen vulkanischen Materials entgegen: die Lava und der Tuff. Die Lava ist das erstarrte Magmagestein; der Tuff besteht aus kleinen Lavapartikelchen, meist von schaumiger Consistenz, die als vulkanische Asche emporgeschleudert worden sind. Während die Lava nicht nur an der Erdoberfläche weite Strecken bedeckt, sondern auch im Innern der Erdrinde häufig erstarrt gefunden wird, kommt vulkanischer Tuff nur an der Peripherie der Lithosphäre vor. Niemals finden wir unterirdische Hohlräume ausgefüllt mit Tuff, niemals tritt vulkanische Asche als echtes Ganggestein auf. Wir können daraus schliessen, dass die vulkanische Asche als solche erst in dem Augenblick entsteht, wo das eruptive Material an die Erdoberfläche gelangt.

Die Form der Lavakörper, die wir als erstarrtes Gestein im Innern der Erdrinde beobachten, entspricht der Gestalt der Hohlräume, in denen wir sie finden. Obwohl dieselben eine ungeheuere Mannich-

faltigkeit der äusseren Begrenzung erkennen lassen, so kommen doch 5 Haupttypen unter ihnen am häufigsten vor. Als Gang bezeichnen wir die Ausfüllung einer Spalte, die unter einem beliebigen Winkel die vorhandene Gesteinsreihe durchschneidet. Die astförmig sich abzweigenden Nebengänge nennt man Apophysen. Wenn die Spalte sich auf der Schichtenfläche zwischen zwei verschiedenen Gesteinsbänken geöffnet hat, und die darin erstarrte Lavamasse wie eine primäre Decke zwischen die Gesteinsschichten eingeschaltet ist, so bezeichnet man diese Erscheinung als Lagergang. Beobachten wir eine grössere kompakte rundliche Lavamasse im Innern der Erdrinde, so nennen wir sie Batholith oder Stock; wenn aber die Lavamasse annähernd die Form eines Pilzes hat, wenn auf einem verengten Stiel ein brodähnlicher Lavakörper aufsitzt, so nennt man eine solche Masse: Lakkolith. Viele Stöcke dürften sich als Lakkolithen herausstellen, wenn es gelingt, ihr Liegendes genauer zu untersuchen.

Man bezeichnet diese, im Innern der Erdrinde erstarrten vulkanischen Ablagerungen als Injecktionen[1]), wenn sie in vorgebildete Hohlräume, als Intrusionen, wenn sie in selbstgebildete Lücken hineingedrängt würden. (Es mag bemerkt werden, dass das Wort Intrusion früher die Gangausfüllung von oben, Injection die Gangausfüllung von unten bedeutete. s. Poulett Scrope, Considerations on Volcanos, London 1825, S. 100.)

Da die petrographische Beschaffenheit der an die Erdoberfläche gelangenden vulkanischen Massen eine gewisse Rolle spielt für die Oberflächenformen der dadurch gebildeten Gesteine, so müssen wir erwähnen, dass die Lava bisweilen aus einem homogenen Glas besteht, dass aber in der Regel innerhalb dieser Glasmasse entglaste Partien auftreten. Bald sehen wir Schwärme kleinster Kryställchen, Mikrolithen; bald vereinigen diese sich zu etwas grösseren Krystallen und bilden ein felsitisches Gemenge, das erst unter dem Mikroskop seine krystallinische Zusammensetzung deutlich erkennen lässt; oder endlich es bilden sich Krystalle aus, die mit blossem Ange sichtbar sind, und die endlich alle homogene Glasmasse so gründlich aufzehren, dass ein vollkrystallinisches Gestein entsteht.

Auch die mikroskopische Untersuchung der vulkanischen Tuffe lehrt, dass dieselben aus verschieden stark entglasten Aschenbestandtheilen entstehen.

Von zarten glasigen Häuten und Schäumen und den zierlichen hexagonalen, aus Glasfäden bestehenden, Krystallgerüsten, die Dana [2]) vom Kilanea beschrieben hat, zu dem durch mikroskopische Krystalle [3]) entglasten Bimstein, und den losen Augit- oder Leucitkrystallen, die wir am Vesuvgipfel auflesen, finden sich alle Uebergänge. Grössere isolirte Lavafetzen, die dem Tuff beigemischt werden, nennt man vulkanische Bomben.

An der Erdoberfläche finden wir drei verschiedene Typen vulkanischer Ablagerungen: Lava, Tuffe und Stratovulkane. Häufig ist nur Lava aus dem Eruptivschlund emporgedrungen; an anderen Orten

1) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 535.
2) Dana, Americ. Journal 1888. S. 224.
3) Zirkel, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1867, S. 765.



hat die Eruption nur Aschen und Tuffe abgelagert, oder aber es sind beide Elemente mit- und nacheinander aus demselben Kamin herausgekommen und haben sich gemeinsam abgesetzt. Wir werden diese drei Typen der Auflagerung vulkanischer Gesteine gesondert zu betrachten haben.

I. Die Ablagerungen von Lava treten nicht nur im Innern der Erdrinde, sondern auch auf der Erdoberfläche bisweilen für sich allein auf, und bilden entweder um den Eruptivschlund isolirte Quellkuppen, oder fliessen, dem Zuge der Schwerkraft folgend, eine Zeit lang über das umgebende Land. Hierbei breiten sie sich auf annähernd ebenem Boden oft zu weiten horizontalen Lavadecken aus, oder strömen, auf geneigtem Gebiet einem schmalen Fluss vergleichbar, als Lavastrom so weit, bis sie erstarren und fest werden. Während des Aufquellens und Fliessens erleidet die Lavamasse mancherlei Umänderungen ihrer Zusammensetzung und ihres Gefüges. Ueberblickt man diejenigen Erscheinungen, welche auf eine Veränderung der noch flüssigen Lava hinweisen, so kann man physikalische und chemische Umwandlungen unterscheiden. Beim Empordringen und Ausfliessen kühlt sich die Lavamasse anfangs nicht nur ab, sondern sie erhält vorübergehend sogar eine höhere Temperatur. Infolgedessen werden vorher gebildete Krystalle wieder angeschmolzen, erhalten unregelmässige, verwischte Umrisse. Andere Krystalle werden zerbrochen und zertrümmert; und wenn unter dem Einfluss der niedrigen Lufttemperatur die ganze Masse erstarrt, dann finden wir neben den veränderten, schon beim Erguss vorhandenen Krystallen, neugebildete Krystalle, meist von kleineren Dimensionen, aber durchaus regelmässig krystallisirt.

Aus der fliessenden Lava entweichen grosse Massen von Dämpfen, die vorher zu den Bestandtheilen des Magmas gehörten. Wasserdampf, Chlorwasserstoff, schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Ammoniak, Stickstoff und Kohlensäure. Beim Entweichen dieser Gase wird das homogene Gefüge der Lava gelockert, es bilden sich Dampfporen und Blasenräume, deren Form und Anordnung werthvolle Anhaltspunkte für die Richtung der Lavabewegung bietet. Denn dieselben orientiren sich als langgestreckte Hohlräume im Sinne des Fliessens.

Eine, an Ort und Stelle emporgequollene Lavamasse nennt man eine Quellkuppe[1]). Dieselbe besteht aus concentrischen Schaalen, ähnlich einer Zwiebel. Die Quellkuppe[2]) wächst durch interne, intrusive Nachschube. Die jüngere Masse ist im Innern, die ältesten Partien mangeln oft auf dem Gipfel der Kuppe, und finden sich an der Basis und an den Flanken als äusserste Hülle. Das gleichzeitig entstandene Schlierenblatt ist auf dem Gipfel der Kuppe dünner, und verdickt sich dagegen nach der Basis zu.

Ein bekanntes Beispiel von Quellkuppen ist der *Mamelon central* auf der Insel Bourbon[3]), nur scheint hier die Lava zuletzt vom Gipfel der Kuppe nach den Flanken herabgeflossen zu sein, so dass hier die äussersten Theile die jüngsten sind.

1) Reyer, Jahrbuch Geol. R.-Anstalt. Wien 1879, S. 467.
2) Reyer, Geol. und Geogr. Experimente. Leipzig 1892, II, S. 27.
3) Poulett Scrope, Considerations on Volcanos 1825, S. 98, Fig. 16 u. 17.

Zahlreiche Quellkuppen scheinen auch in den beiden Trachonen[1] und dem Hauràngebirge östlich von Damaskus entstanden zu sein. In der Tenîje befinden sich Tausende von häuserhohen runden, vulkanischen Erhebungen, die bei dem regelmässigen Bruch der äusseren Steinschicht, gemauerten und oben zerrissenen Kuppeln sehr ähnlich und zwischen 15 und 30 m hoch sind. Desgleichen finden sich lange, ebenfalls oben aufgerissene Dämme, die gewissen, steinernen Uferbauten an grossen Flüssen gleichen und meist 30 m breit und 100 oder mehr lang sind. Die Beduinen nennen diese vulkanische Formation Chism, womit man im Arabischen ursprünglich jeden Gegenstand bezeichnet, der sich auf eine auffällige Weise über eine Fläche erhebt. Oestlich von der Miftâb el Gêle werden diese Erhebungen so zahlreich, und stehen so eng gedrängt aneinander, dass sie dort unter dem Namen Chism el Mákrata ein besonderes vulkanisches Gebiet bilden. Es ist wahrscheinlich, dass sich auch am Meeresgrund unter Wasserbedeckung marine Quellkuppen bilden, doch entzieht sich ihre Form und Ausbildungsweise gewöhnlich der direkten Beobachtung.

Während die Quellkuppen direkt über dem Eruptionskanal aufgelagert werden, findet in der Mehrzahl der Fälle eine Verfrachtung der geschmolzenen Magmamasse statt. Die Lava fliesst in das umgebende Land und bedeckt dasselbe auf weite Erstreckung. Die Grösse des hierbei überflossenen Gebietes hängt natürlich in erster Linie von der Menge der ausquellenden Lava, zweitens von der Zähflüssigkeit derselben, und endlich von der Neigung des Bodens ab.

Je horizontaler das Land ist, deso weitere Flächen können von der Lava überströmt werden, je geneigter der Untergrund ist, desto leichter bilden sich schmale Ströme.

Die Lavadecken sehen wir am besten entwickelt in Dekhan und in Nordamerika. Indem wir mit der Eisenbahn von Bombay nach Madras die Abhänge des Tafellandes von Dekhan ersteigen, befinden wir uns in einer typischen geschichteten Landschaft. Horizontale Bänder lassen sich verfolgen, so weit unser Auge reicht, jede Bergwand, jeder Hügel besteht aus regelmässig horizontal geschichteten Bänken. Sogar die Waldpartien bilden horizontale Streifen und lassen den geschichteten Charakter der Landschaft nur umso deutlicher hervortreten. Und doch bestehen alle diese Schichten aus Basaltdecken von 10—50 m Mächtigkeit, oft in regelmässige Säulen zersprungen, mit zonar angeordneten Drusen und Blasenräumen, nur unterbrochen von gelben oder rothen Tuffschichten, in denen auf der Insel Bombay Amphibienknochen, Blätter und andere festländische Reste gefunden wurden.

Ganz ähnliche Lavadecken werden aus dem Nordamerikanischen Westen beschrieben[2] Nordkalifornien, N. W. Nevada, Oregon, Washington, Idaho bis Montana nach Osten und Br. Columbia nach Norden, also ungefähr ein Gebiet von der Grösse Frankreichs, wird von horizontalen Lavadecken überlagert. Sie drangen im Cascadengebirge und den Blue Mountains hervor und erreichen dort eine Mächtigkeit von 1200 m, während sie eine mittlere Mächtigkeit von 600 m besitzen.

1) Wetzstein, Zeitschr. für Allg. Erdkunde. Berlin 1859, S. 121.
2) Le Conte, Americ. Journal 1874, S. 170.

Die Ursache der horizontalen Schichtung von Lavadecken ist einerseits die Dünnflüssigkeit des Magma, andererseits die Horizontalität des Untergrundes.

Auf geneigter Unterlage breitet sich die Lava nicht so weit aus, sondern fliesst als ein relativ schmaler Lavastrom bergabwärts. Obwohl Lavaströme einen wichtigen Antheil am Aufbau der Stratovulkane nehmen, so kommen sie doch oftmals auch ohne Tufflager vor, und müssen daher gesonderte behandelt werden.

Lavaströme erstarren auf sehr verschieden geneigter Unterlage. Während nach den Messungen von E. DE BEAUMONT[1]) ein Lavastrom, dessen Neigung mehr als 6° beträgt, keine zusammenhängende Masse mehr bilden soll, fand LYELL auf Madera und Palma andere Lavaströme 15—20° geneigt, HARTUNG beobachtete Ströme von 30° Neigung auf Lanzarote, am Etna finden sie sich bei Bastion del Tocco von 26°, bei der Cavagrande von 47°, am Salto del Giumento sogar bis 50° in ursprünglicher Neigung.

Nach den Beobachtungen von SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN[2]) besitzen die meisten Ströme nur eine Neigung von wenigen Graden, und steilere Böschungen, wie z. B. der Strom von 1852, der 30° erreicht, gehören zu den Ausnahmen.

Die Volumina der Ströme sind ungemein wechselnd. Am Aetna hat man berechnet, dass

die	Lava	von	1874	ein	Volumen	von	1	Millionen	Kubikmeter
„	„	„	1869	„	„	„	7	„	„
„	„	„	1879	„	„	„	56	„	„
„	„	„	1865	„	„	„	92	„	„
„	„	„	1852	„	„	„	420	„	„
„	„	„	1669	„	„	„	980	„	„
„	„	„	Zingari	„	„	„	1000	„	„

besitzt.

Die Länge eines Lavastromes auf Hawai beträgt 100 km, und auch Breite und Höhe der Lavaströme kann beträchtliche Dimensionen erreichen.

Mit HEIM[3]) unterscheiden wir zwei Haupttypen der Lavaströme. Die Schollenlava ist auf ihrer Oberfläche mit Blöcken und Bruchstücken bedeckt, sie fliesst und erstarrt rasch unter massenhaftem Entweichen von Dämpfen. Die Fladenlava hat eine mehr homogene Oberfläche; oftmals scheint sie wie mit gedrehten Tauen bedeckt, eine Folge der Zusammenschiebung der Oberflächenhaut. Sie erstarrt, indem sie ohne nennbare Dampfentwickelung vom flüssigen durch den zähflüssigen, allmälig in den festen Zustand übergeht. Am Vesuv ist die Schollenlava häufiger, am Aetna halten die Laven meist eine Mittelform ein. Hier kann man ausserdem leicht beobachten, dass derselbe Strom[4]) von 1669 auf geneigter Unterlage als Blocklava, auf ebener Fläche aber als Fladenlava ausgebildet erscheint.

---

1) Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1857, S. 290.
2) Der Aetna 1880, II, S. 393.
3) HEIM, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1873, S. 37.
4) SARTORIUS, Aetna, II, S. 396.

Sowohl an seiner Unterseite[1]), wie an seiner Oberfläche begleiten einen Lavastrom mechanische Erscheinungen des Transportes, nicht unähnlich denen, die ein Gletscher hervorbringt. Wo der Lavastrom über lose Gesteine hinfliesst, schiebt er diese vor sich her, umhüllt sie und bildet ein „Reibungsconglomerat". In gleicher Weise trägt die Oberfläche Blöcke, und auf ihr niedergefallene Gesteinstrümmer fort, schiebt sie sowohl nach beiden Seiten als Randmoränen zusammen und häuft vor den Strom ein, der Stirnmoräne eines Gletschers vergleichbares, Haufwerk von Blöcken auf. Und wie beim Gletscher die Bewegung der Masse eine ungleichmässige ist, in der Mitte schneller, am Rande aber langsamer, so fliesst auch der Lavastrom. Es bilden sich dabei nach vorn gebogene Risse und Runzeln auf der Oberfläche der Lava.

Indem die Lava[2]) sich während des Fortfliessens an den Seiten und an der Oberfläche abkühlt, bildet sich ein Kanal, der sich immer erhöht, weil das geschmolzene Material auch unterhalb des Feuerstromes erstarrt, welcher die auf der Oberfläche schwimmenden Schlacken rechts und links gleichmässig hinunterwirft, wodurch sich denn nach und nach ein Damm erhöht, auf welchem der Gluthstrom ruhig fortfliesst wie ein Mühlbach.

Eine andere, schon von älteren Beobachtern gewürdigte Thatsache ist es, dass der Lavastrom beim Vorschreiten seinen eigenen Weg pflastert. Die centralen Theile[3]) des fliessenden Stromes bleiben länger flüssig, die peripheren Theile erkalten rascher. Da aber eine Uebergangszone halberstarrter Lava beide verbindet, so bleiben sie in einem gewissen Zusammenhang, und beim Fortschreiten wälzt sich der Strom über seine eigene Rinde. Dadurch gelangen die ursprünglich hangenden Theile des Stromes an die Stromstirne, und endlich beim Weiterfortschreiten werden sie liegend und bilden die Basis mit der ein Strom auf seinem Untergrund aufliegt.

Wenn nun der Nachfluss von Lava aus der Eruptivspalte sein Ende erreicht hat, so fliesst das Stromende gewöhnlich dennoch ruhig weiter. Die erstarrten Rindentheile des Stromkörpers bleiben stehen, das noch flüssige Innere aber dringt vorwärts. Hierdurch entstehen die sogenannten „Lavakeller", d. h. Ströme, die nur aus der erstarrten Rinde bestehen, während das flüssige Innere herausgelaufen ist. Ist der ganze Lavastrom endlich völlig erkaltet, und zum Stillstand gekommen, so besteht er aus 2 verschiedenen Theilen. Der dem Vulkanspalt nähere Theil ist ein hohles Gewölbe, das leicht zusammenbricht und leicht von der Denudation entfernt wird; das Stromende aber ist eine kompakte Lavamasse, die den Angriffen der Verwitterung und der Ablation lange Zeit Widerstand leistet.

II. Nachdem wir die Auflagerung der Lava besprochen haben, wenden wir uns zu der Auflagerung der vulkanischen Asche und zu den daraus entstehenden Tuffen.

Die gewöhnliche vulkanische Asche[4]) ist, wie zuerst CORDIER 1815 nachwies, von derselben Zusammensetzung wie die Lava. Seltener beobachtet man, dass bei einer Eruption sublimirte Mineralien aus dem

1) l. c., S. 396.
2) GOETHE, Ital. Reise, 20, III, 1787.
3) J. WALTHER, Jahrb. Geol. R.-A. Wien 1886, S. 297.
4) BALTZER, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1875, S. 53.

Eruptivschlot herausgeblasen wurden, wie die Tridymit- und Gypsaschen, die BALTZER im September 1873 auf Vulcano beobachtete. Alle anderen Aschen[1]) sind „zerschossene Lava". Die vulkanische Asche bildet sich erst im Eruptivkanal, und zu ihrer Bildung[2]) gehören zwei Bedingungen: zuerst ein grosser Flüssigkeitszustand der Lava, und dann das Vorhandensein von Partikeln, welche bei der herrschenden Temperatur unschmelzbar sind.

Die durch die Expansion der eingeschlossenen Gase zerstäubende Lava fliegt bald als mehlartig feines Pulver (eigentliche Asche) bald als körnige Krystalle und Bröckchen (Lapilli) bald als gröberes Lavastück (Bombe) aus dem Vulkanschlot heraus; und nur selten fallen alle Stücke wieder an dem Auswurfsort herab, um sich daselbst zu einem Ringwall, mit centralem Krater anzuhäufen. So besteht der Aufschüttungskegel[3]) des Demavent vorwiegend aus einem Haufwerk loser Blöcke und Lapilli; Aschen sind hier selten.

Gewöhnlich werden grobe und feinere Fragmente miteinander aus dem Krater gleichzeitig durch die gleiche Kraft herausgeworfen. In der Luft[4]) muss nun ein Sonderungsprocess vor sich gehen, indem zuerst die schweren Bomben, dann die Lapilli, später der feine Sand und zuletzt die feinste Asche zu Boden gelangt, welche bei verschiedenem Gewicht durch die gleiche Kraft in verschiedene Höhen mitgerissen wurden. Wer an einem günstigen, windstillen Tag die Thätigkeit des Vesuvkraters aufmerksam verfolgt, kann sich von diesem Sonderungsprocess leicht überzeugen. Zuerst fallen die glühenden schweren Fladen um die Kratermündung nieder, und erst nach 10—20 Sekunden folgt ein Regen kleiner Sande und Lapillis. Nach den einfachen Gesetzen des Falles entsteht also aus einer gemischten Aschenmasse eine, nach dem Eigengewicht der Theilchen gesonderte, in Schichten abgesetzte Tuffablagerung.

Wir können die Aufbereitung des Tuff nach denselben Gesichtspunkten beurtheilen, wie die der mechanischen Gesteine, denn die vulkanische Asche wird durch Wind, Wasser, Gletscher und Wellen oft lange Zeit hindurch verfrachtet, ehe sie abgelagert wird.

Durch den bei der Eruption ausgestossenen heissen Dampf werden die Aschentheile in grosse Höhe emporgerissen. Die Aschenwolke des Vesuv erreicht 10000 m Höhe, die des Krakatau sogar 50 km Höhe, kein Wunder, dass die mit emporgerissenen Aschen ein Spiel der Winde werden. Der Wind spielt als Transportkraft vulkanischer Aschen eine vielbekannte, wichtige Rolle. Der Bahn der vorherrschenden Winde folgend breiten sich die Aschen über ungemein weite Gebiete aus. Die Aschen und Bimsteine des Krakatau bedeckten 1883 eine Fläche von 800,000 □km. Es giebt keine Stelle der Erdoberfläche oder des Meeresgrundes, die nicht auf diesem Wege mit vulkanischer Asche bedeckt werden könnte.

Das fliessende Wasser ist die zweite Transportkraft für vulkanische Asche. Als BATES[5]) den unteren Amazonas beschiffte, über-

1) HEIM, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1873, S. 47.
2) SCACCHI, das. 1872, S. 547.
3) TIETZE, Jahrbuch Geol. R.-A. Wien 1878, S. 205.
4) J. WALTHER, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1886, S. 308.
5) PESCHEL, Vergl. Probleme, S. 47.

raschte ihn eine Menge Bimsteinbrocken, welche nach dem atlantischen Meer hinausschwammen. Es waren dies Auswürflinge eines Vulkanes der quitenischen oder peruanischen Anden, welche die Quellflüsse des grossen Stromes vielleicht mehr als 3000 km weit verfrachtet hatten.

Auch das Gletschereis verfrachtet vulkanische Asche, überall wo Vulkane und Gletscher in derselben Gegend auftreten.

Ueberaus wichtig für den Transport vulkanischer Aschen und Bimsteine ist aber das Meer. Fast[1]) in allen untersuchten Grundproben mariner Sedimente findet man Spuren vulkanischer Gesteine und Aschen, und die Vertheilung der thätigen Vulkane an den Rändern und in der Mitte der Oceanbecken lässt uns diese Thatsache leicht erklärlich erscheinen. Man muss ausserdem bedenken, dass vulkanische Eruptionen submarin sehr zahlreich erfolgen mögen, denn obwohl die Voraussetzung für deren Nachweis überaus selten zusammentreffen, so hat man sie doch vielfach beobachtet. Schwierig ist es, die Producte festländischer Eruptionen von denen submariner Ausbrüche zu unterscheiden. In gewissen Fällen zeigen die Dimensionen und die Zahl der gedregden Lapillis an, dass sie von submarinen Vulkanen stammen, aber meist wird eine sichere Unterscheidung unmöglich.

Wegen seiner Häufigkeit und seiner weiten Verbreitung verdient der Bimstein die erste Rolle unter dem vulkanischen Material mariner Absätze.

Bimsteinstücke findet man überall an d.r Oberfläche des Meeres schwimmend; oftmals besetzt mit Colonien von *Lepas* und anderen Cirrhipedien. Nach der Eruption des Krakatau war die Bai von Lampoong in der Sundastrasse mit einer Bimsteinschicht von 30 km Länge, 1 km Breite und 3—4 m Höhe bedeckt. Diese elastische, bewegliche Decke bewegte sich mit den Wellen auf und nieder, und die einzelnen Bruchstücke wurden durch Strömungen zu mehreren tausend Kilometern Entfernung getragen und über den Meeresboden ausgebreitet.

Lange Wälle von Bimstein säumen die Korallenriffe gerade über dem Hochwasserstand.

Von Neuseeland, Nordamerika, Japan, Westitalien werden grosse Massen Bimsteine durch Flüsse dem Meere zugeführt.

Während ihrer Verfrachtung an der Meeresoberfläche, reiben und stossen sich die Bimsteine aneinander, runden sich gegenseitig ab, und die kleineu Splitter fallen zum Boden der Tiefsee hinab, um sich den Sedimenten beizumischen. Man hat Versuche angestellt und gefunden, dass trockene Bimsteine erst nach 3 bis 20 Monaten sich so voll Wasser sogen, dass sie zu Boden sanken. Solche grössere Bimsteine, von den Dimensionen eines Kopfes bis zu Erbsengrösse findet man in allen Sedimenten. Da sie aber in der Umgebung vulkanischer Inseln ungemein zahlreich vorkommen, so scheint es, dass die meisten schon nach kurzer Zeit zu Boden sinken.

Bimsteine aus der Tiefsee sind an ihrer Oberfläche in eine weiche braune, thonige Substauz zersetzt, in anderen Fällen ist die zellige Struktur bis auf den mittleren Kern vollständig verschwunden, das

---

1) Murray & Renard, Chall. Deep Sea Deposits, S. 292 f.

Bimsteinstück ist in einen Manganknollen mit Bimsteinkern umgewandelt.

Nachdem wir gezeigt haben, welche weite Verbreitung vulkanische Aschen durch Wind, Wasser, Eis und Meereswellen erhalten können, wollen wir zum Schluss die Art ihrer Auflagerung, soweit Solches beurtheilt werden kann, näher besprechen.

Jede Anhäufung vulkanischer Asche nennen wir Tuff und zwar unterscheiden wir je nach der Art ihrer Auflagerung drei verschiedene Typen[1]) derselben: 1) die Trockentuffe bilden sich auf dem Festland am Boden des Luftmeeres. Die Lage der Schichten eines Trockentuffes hängt ab von der Korngrösse der Bestandtheile und der Neigung des Untergrundes. Wie wir früher schon besprochen haben, vollzieht sich bei festländischen Ascheneruptionen in der Luft ein Saigerungsvorgang. Die verschiedenen Bruchstücke sondern sich nach ihrer Schwere und fallen so zu Boden, dass zuerst eine Schicht gröberer Bomben, darauf eine Schicht Lapilli und endlich eine Aschendecke abgelagert wird. Freilich vollzieht sich diese Sonderung nicht immer mit dieser schematischen Klarheit, aber zweifellos ist es, dass Trockentuffe oft wohlgeschichtet sind. Die Neigung der Schichten ist abhängig von der Neigung des Untergrundes. Trockentuffe werden auf ebenen Flächen in horizontalen Schichten abgesetzt, auf geneigtem Boden aber kann ihre ursprüngliche Neigung bis 50° betragen

In der Nähe des Eruptionskanals sind Trockentuffe aus gröberen Bomben und Lavafetzen zusammengesetzt, entfernter vom Krater wird der Tuff immer feinkörniger, Bomben werden seltener. Die Trockentuffe können Bruchstücke des bei der Eruption durchbrochenen Deckengesteins enthalten, unter Umständen also auch recente marine Reste, wenn die Eruption nahe dem Strande erfolgt.

2) Als Wassertuffe bezeichnen wir die Produkte submariner Eruptionen, und obwohl es schwer ist, den Vorgang einer unter Wasser erfolgenden Aschenablagerung genau zu beurtheilen, so lassen sich doch wenigstens einige Thatsachen feststellen. Als im Jahre 1831 zwischen Sizilien und Tunis die Insel Corrao[2]) oder S. Ferdinando entstand, berichteten die Beobachter, dass das Meer in wallender Bewegung war, dass eine Wassersäule emporsprudelte und dass auf weite Erstreckung das Meerwasser durch Bimsteine und Schlacken schlammig war.

Im Jahre 1858 traf das Schiff Estremadura[3]) unter 39° 57′ N. Br. und 25° 50′ W. L. das Meer in kochender Bewegung, während heisse Dämpfe daraus emporstiegen.

Am 5. November 1861 entdeckte die Brigg Weilua[4]) nordwestlich von Neubritannien eine halbmondförmige Bank, 10 km lang, 1 km breit und 3 m unter Wasser, auf der siedendheisses Wasser 50 m hoch in ununterbrochenem Strahl in die Luft geschleudert wurde.

Thayer[5]) berichtet von einer submarinen Eruption unter 30° 15′ S. Br. und 178° 55′ Oe. L. wo das Meerwasser auf einen Abstand

1) J. Walther, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1886, S. 309.
2) Poggendorfs Annalen, XXIV, S. 65.
Neues Jahrbuch für Mineral. 1833, S. 697.
3) Nautical Magazine 1858, Febr.
4) Petermanns Mittheilungen 1863, S. 112.
5) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1839, S. 219.

von 8 km noch 5—8° C. wärmer war, als das umgebende Seewasser.

Aus diesen und ähnlichen Beobachtungen geht hervor, das bei einer submarinen Eruption die austretenden Aschenmassen und Bimsteine das Meer auf weite Entfernung in einen missfarbigen Schlamm verwandeln, der so lange durcheinander gerührt wird, als eine stärkere Dampfentwickelung anhält. Alles Thierleben wird durch die Hitze und die Dämpfe getödtet, und todte Fische schwimmen überall auf dem Meere.

Sobald die Eruption ihr Ende erreicht, sinkt der Aschenschlamm in der Nähe der Ausbruchsöffnung in toto zu Boden, entfernter davon wird er nach den allgemeinen Gesetzen mechanischer Absätze deponirt. Die bei der Eruption getödteten Thiere sind diffus in diesem Tuffbrei vertheilt, und während bei einer Tuffablagerung auf dem Festland alle beigemengten sauren Dämpfe verdampfen, werden dieselben in dem Aschenbrei unter Wasser noch lange Zeit zurückgehalten.

Auf Santorin[1]) war 20 Jahre nach der Eruption das Seewasser noch so reich an schwefelsauren Dämpfen, dass sich in einer Bucht die mit Kupfer beschlagenen Schiffe vor Anker legten, damit die Ueberzüge von den Kalkresten festsitzender Thiere (*Balanus*, *Ostrea* u. s. w.) auf natürlichem Wege entfernt würden. Wenn nun das über einer submarinen Eruptivstelle stehende Seewasser nach 20 Jahren noch so sauer war, dass es den Kupferbeschlag von Seeschiffen in kurzer Zeit reinigte, so ist leicht einzusehen, dass die in dem submarinen abgelagerten Tuff enthaltenen Kalkreste meist rasch zerstört werden. Daraus folgt, dass Wassertuffe nahe dem Eruptivpunkt nicht geschichtet sind, dass Versteinerungen darin selten sind, und wenn sie vorkommen, keine regelmässige Vertheilung in einzelnen direkten Schichtenzonen erkennen lassen.

3) Von den soeben geschilderten Tuffablagerungen submariner Eruptionen unterscheiden sich die sogenannten Sedimenttuffe, welche dadurch entstehen, dass festländisch ausgeworfene Aschenmassen ins Meer fallen, und am Meeresboden aufbereitet werden. Nach den Beobachtungen, die ich an Tuffmassen machen konnte, welche in grössere 20 m tiefe Wasserbecken hineingeschüttet worden waren, scheint es, dass hier nicht eine schichtenförmige Sonderung nach der Schwere wie bei den Trockentuffen eintritt, sondern dass die poröse, schaumige Beschaffenheit der Bruchstücke die massgebende Rolle spielt. Denn alle dichten Tuffstückchen, mögen sie klein oder gross sein, sinken sofort zu Boden, alle porösen Stücke schwimmen eine Zeit lang obenauf, und sinken erst dann unter. Ein grosses Bimsteinstück fällt bei einem Trockentuff, seinem Eigengewicht entsprechend, mit den gröberen Lapillis nieder, bei einem Sedimenttuff aber mit dem feinsten blasigen Aschenmaterial. Infolgedessen zeigen Sedimenttuffe häufig eine abwechselnde Schichtung von dichtem und porösem Material, unabhängig vom Eigengewicht der Fragmente.

III. Sehr häufig entsendet der Eruptionskanal nicht nur Lava oder Asche, sondern beide Gesteine in abwechselnder Reihenfolge nacheinander. Die hierbei entstehenden Ablagerungen bilden in der Regel

1) v. Humboldt, Kosmos, I, S. 154. Anm. 1.

einen ringförmigen Wall, mit einer centralen Vertiefung. Man bezeichnet sie als Vulkane im eigentlichen Sinne, oder Stratovulkane; und die Vertiefung, aus welcher das Lava nnd Aschenmaterial empordrang, nennt man den Krater. Alle die Erscheinungen, die wir von den Aschenablagerungen einerseits, von den Laven andererseits geschildert haben, treten an den Stratovulkanen combinirt auf, und bewirken es, dass dieselben zu ungeheurer Höhe emporsteigen. Der Aetna besteht aus einem Kegel von 3000 m Höhe und 60 km Durchmesser und ist ganz aus Lavaströmen und Tuffschichten aufgebaut. Es kommt hinzu, dass Gänge und Apophysen im Innern der Stratovulkane eine sehr grosse Rolle spielen, so dass dieselben schliesslich aus einem riesigen Maschenwerk von Lavaplatten bestehen, deren Zwischenräume mit Tnff ausgefüllt sind. Wenn man ausserdem in Rechnung zieht, dass jede Ruhepause der vulkanischen Thätigkeit den denudirenden Kräften willkommene Gelegenheit giebt, durch Deflation und Erosion, Exaration und Abrasion den Vulkankegel anzugreifen, und dass dadurch die Oberfläche desselben bald eine Denudationsfläche, bald wieder kurze Zeit darauf eine Auflagerunsfläche wird, so kann man ermessen, wie complicirt der innere Bau eines älteren Stratovulkans sein muss. Da sowohl Tuff wie Lava auf verschieden geneigter Unterlage in verschiedenartiger Weise abgelagert werden, so wechselt die Schichtung derselben während des Aufbaues eines Vulkans beständig; und da viele Stratovulkane unter dem Meere entstehen, später aber als vulkanische Insel aus demselben auftauchen, so finden wir in solchen Fällen Wassertuffe, Sedimenttuffe und Trockentuffe übereinander abgelagert.

Die Eruption beginnt mit einer Explosion, durch welche die letzte Schicht der Erdkruste gesprengt und in einzelnen Bruchstücken dem Eruptivmaterial beigemischt wird. Alle Gesteine, welche von dem Magma durchbrochen wurden, können sich an dem Aufbau dieser ersten „Explosionsbreccie“ betheiligen. Je länger die eruptive Thätigkeit anhält, desto seltener werden die mit herausgerissenen fremdartigen Bruchstücke, so dass man hieraus schon das relative Alter einer vulkanischen Ablagerung in vielen Fällen bestimmen kann. Wenn die Eruption mit jener ersten gewaltsamen Explosion ihr Ende erreicht, so sehen wir deren Spuren in den kreisrunden Maaren, jenen in manchen Vulkangebieten so zahlreichen Seebecken.

Häufiger aber folgt nach der Explosion ein Empordringen von Lavamasse, die entweder als Asche und Schlake in die Luft geworfen um den Krater als ein Ringwall niederfällt, oder die als Lavastrom überquillt und nach kurzem oder längeren Fliessen erstarrt. So baut sich aus abwechselnden Schichten von Tuff und Lava allmälig der Vulkankegel auf. Erdbeben zerreissen seine Flanken, und von unten dringt Lava in die offenen Spalten um darin als Lavagang zu erstarren. Ein Erfahrungsgesetz ist es, dass grosse Lavaströme nicht aus dem Gipfel, sondern aus den Flanken des Vulkanes ausbrechen.

Nach Scrope [1]) wird die Auflagerung der Eruptionsprodukte besonders durch drei Ursachen modificirt, erstens durch die Form der Eruptionsspalte. Denn wenn die Länge derselben, verglichen mit ihrer

1) Poulett Scrope, On Volcanos 1825, S. 68.

Breite, sehr beträchtlich ist, so ordnen sich eine Anzahl Krater reihenförmig nebeneinander und beeinflussen sich gegenseitig in ihrer Form.

Zweitens bedingt die Neigung und Unebenheit des Untergrundes eine verschiedenartige Auflagerung des Materials.

Drittens veranlassen heftige Winde eine Anordnung der Aschen auf der Leeseite; und in allen Gegenden mit Passaten, oder anderen regelmässigen Winden wird dadurch die Form des Kraterkegels sehr wesentlich abgeändert, während Regionen relativer Windstille eine regelmässige Anordnung ihrer Vulkanberge zeigen. Die weitere oder geringere Verbreitung der Auswurfsprodukte eines fossilen Vulkans kann daher zu geographischen Ortsbestimmungen benutzt werden.

Das Auftreten grösserer Massen von Bomben spricht für die Nähe des Eruptivschlotes, denn dieselben können durch den Wind nicht weit horizontal getragen werden.

Die Schichtung der Tuffmassen innerhalb des Vulkankegels zeigt in sofern eine bemerkenswerthe Verschiedenheit, als der Kamm des Kraterringes die ganze Masse in zwei verschieden geneigte Schichtensysteme theilt. Auf der Aussenseite des Kammes fallen alle Schichten unter einem Winkel von bis zu 25° nach aussen, auf der Innenflanke, die der Kraterhöhlung entspricht, fallen die Schichten dem Vulkanschlot zu. Die Neigung dieser Schichten ist nahezu parallel und entspricht der äusseren Kontur der entsprechenden Lokalität. Selbst wenn die äussere Form eines Vulkanes später durch Denudation unkenntlich geworden ist, wird man aus jener doppelseitigen Schichtenneigung leicht die Nähe des vulkanischen Herdes erschliessen können.

---

13. Die Diagenese.

Zwischen den Ablagerungen, deren Bildung wir in den letzten Abschnitten kurz besprochen haben, und den entsprechenden Gesteinen, die sich am Aufbau der Erdrinde betheiligen, bestehen viele Unterschiede. Wenn wir die lockeren Sandmassen einer Düne mit älteren Sandsteinbänken, den weichen Kontinentalschlamm mit Mergelgesteinen, die frisch gefallenen zerreiblichen Aschen am Abhang eines Vulkans mit den compakten Tuffmassen früherer Eruptionen vergleichen, so wird es uns klar werden, dass die lithogenetischen Vorgänge mit der Auflagerung eines Sediments nicht abgeschlossen sind, sondern dass sich beständige Veränderungen in den Ablagerungen vollziehen, dass die Umwandlung einer recenten Ablagerung zu einem Gestein durch bestimmte chemische und physikalische Processe veranlasst wird. Es ist nicht die „Zeit", welche aus recenten Sedimenten fossile Gesteine macht, sondern durch specielle Vorgänge werden specifische Veränderungen hervorgerufen.

Aus der grossen Zahl solcher Umwandlungsvorgänge wollen wir aber zwei Gruppen ausschalten, und in einem folgenden Abschnitt besonders besprechen, weil sie in ihrer Ursache und ihrer Wirkung manche Aehnlichkeit besitzen, und sich als secundäre accessorische Veränderungen leicht herausheben. Gebirgsdruck und vulkanische Wärme rufen ganz besonders charakteristische Umwandlungen hervor. Beides sind Kräfte, welche zeitlich und räumlich beschränkt auftreten, und welche nicht nothwendig unter den Begriff der Versteinung fallen. Wir werden ihre Wirkung als Metamorphose noch eingehend besprechen; dagegen verstehen wir unter Diagenese[1]) alle diejenigen physikalischen und chemischen Veränderungen, welche ein Gestein nach seiner Ablagerung, ohne das Hinzutreten von Gebirgsdruck und Vulkanwärme, erleidet. Es sind dieselben Vorgänge, welche aus einer recenten Muschelschaale eine fossile Versteinerung machen.

Wenn wir frisch gebildete Ablagerungen mit fossilen Gesteinen vergleichen, so finden wir die letzteren besonders: durch grössere Dichte, grössere Härte und die Häufigkeit von Concretionen ausgezeichnet; marine Gesteine sind salzfrei geworden, aus organischen Ablagerungen ist die organische Substanz mehr oder weniger verschwunden, und vielfach finden wir die chemische Zusammensetzung durch neu-

1) Der Ausdruck wurde zum erstenmal von v. GUEMBEL, Ostbayr. Grenzgebirge 1888, wenn auch in etwasanderem Zusammenhang gebraucht.

gebildete Verbindungen, durch Umlagerung der Moleküle, durch accessorische Bestandtheile verändert. Da bisher viele dieser diagenetischen Vorgänge nur wenig untersucht, und wenig bekannt geworden sind, können wir im Folgenden nur die wichtigsten Principien der Diagenese behandeln.

Die Verkittung der Gesteinselemente ist eine vielfach auftretende Eigenschaft älterer Gesteine. Während eine frisch gebildete Ablagerung meist so weich ist, dass man die einzelnen Theilchen durch einen Fingerdruck leicht voneinander trennen kann, sind ältere Gesteine meist von harter Consistenz und grösserer Dichte. Diese Veränderung der Härte und der Dichte beruht wesentlich darin, dass ein Theil der Hohlräume, welche zwischen den Gesteinselementen existirten, durch Ausscheidung eines Bindemittels ausgefüllt wurde.

Das Porenvolumen, d. h. die Summe der Hohlräume im Boden, ist in Torf, Humus und feinkörnigen Bodenarten am grössten, in grobkörnigen Arten kleiner, in einem Gemenge grob- und feinkörnigen Materials am kleinsten[1]).

Material:	Korngrösse:	Porenvolumen:
Mooriger Boden	—	84 %
Feinsand	0,3—0,25 mm	55,5 %
Thonboden mit org. Subst.	—	52,7 %
Lehmboden ohne org. Subst.	—	45,1 %
Grobsand	—	39,4 %
Kies	—	38,4—40,1 %
Gemenge aus Kies und Sand	—	23,1—28,9 %

Das Porenvolumen ist bei festländischen Ablagerungen mit Luft oder mit Wasser, bei einem marinen Sediment mit Seewasser erfüllt. Das primäre Porenvolumen ist keine constante Grösse, sondern ziemlich beträchtlichen Schwankungen unterworfen, wie schon die einfache Thatsache lehrt, dass Schlamm oder Sand durch Druck zusammengepresst und in seinem Volumen verkleinert werden kann.

Nach den Untersuchungen von HILGARD[2]) beträgt das Porenvolumen recenter Mississippisedimente:

Tallahatchie Soil	:	23,63 %
Südwest Mudlump	:	28,81 „
Südwest Passage	:	49,20 „
Frontland Subsoil	:	58,25 „
Dogwood Strand	:	61,50 „

Das Porenvolumen eines organischen Kalksandes aus dem Golfe von Neapel betrug 35—40 %. Es muss also bei der Umwandlung dieses Kalksandes zu dichtem Kalk 35 % der Gesammtkalkmasse nachträglich chemisch ausgeschieden werden.

Leider sind nur wenig direkte Beobachtungen über das Porenvolumen frischer Ablagerungen in der Literatur erwähnt. Wir müssen uns daher an indirekte Angaben über die Dichte recenter Gesteine halten. Und da ist es besonders bemerkenswerth, dass die Ablagerungen aus der Tiefsee des jetzigen Oceans meist ungemein weich und locker sind, trotz des ungeheuren Wasserdrucks der auf ihnen lastet,

1) v. FODOR, Handbuch der Hygiene, I. Bd., I. Abth., 2. Lief., S. 105.
2) Americ. Journal 1874, I, S. 10.

und trotz der langen Zeit, während deren sie diesem Druck ausgesetzt waren.

Der Challenger beobachtete, dass die Lothröhre

unter 2° N. Br.	149,5° W. L.	in 5348 m	in Globigerinenschlick	15 cm	tief
„ 35° S. Br.	18° W. L.	„ 3501 „	„ „	30 „	ein-
„ 17° S. Br.	13° W. L.	„ 2587 „	„ Pteropodenschlick	25 „	
„ 37° N. Br.	171° Oc. L.	„ 5486 „	„ Tiefseethon	45 „	sank;

ja mehrfach beobachtete man, dass die Lothröhre leer heraufkam, obwohl sie 30 cm tief in das Tiefseesediment eingesunken war, nur weil dasselbe zu dünnflüssig gewesen schien.

Ganz ähnliche Beobachtungen machte die Gazelle[1]). Bei Lothung No. 6 unter 33° N. Br. und 17° W. L. in 3809 m fand man etwas zähen Kalkschlamm, in dem das Loth 32 cm eindrang, bei Lothung No. 2 unter 44° N. Br. und 11° W. L. in 4520 m fand man einen gelblich grauen zähen Schlamm, der sehr kalkhaltig war, reich an *Globigerina*, Polycystinen und Coccolithen, in dem das Loth 1 m einsank.

Ich glaube, dass diese Thatsachen besonders lehrreich sind, weil sie beweisen, dass der Druck als solcher ebensowenig wie die Länge der Zeit einen verkittenden Einfluss auf die Sedimente ausübe.

Dagegen werden recente Ablagerungen durch Austrocknen sehr rasch verhärtet. Der Tuff der Phlegräischen Felder, welcher in den frischen Brüchen so weich ist, dass er mit jedem Instrument leicht bearbeitet werden kann, wird hart, sobald er einige Zeit lufttrocken geworden ist. An den Küsten[2]) von Natal bilden sich Sandbänke an der Mündung der Flüsse, welche in der trockenen Jahreszeit als Barren eine Lagune abschneiden und bisweilen so rasch verhärten, dass man sie als Bausteine ausbeutet.

Der Kalksand[3]) von Milladue-Madue-Atoll auf den Malediven ist nur wenig verkittet, verhärtet aber an der Luft so rasch, dass ihn die Eingeborenen nur wenige Tage exponiren, da sie ihn sonst nicht bearbeiten können.

Darüber kann wohl kein Zweifel herrschen, dass in diesen Fällen die Verhärtnng des Gesteines durch das Eintrocknen und die Ausscheidnng der im Wasser enthaltenen gelösten Substanzen erfolgt ist. Es käme darauf an, diesen Vorgang durch Experimente näher zu untersuchen, indem man solche frische Gesteine vor dem Eintrocknen mit destillirtem Wasser auswäscht und dann ihre Härte bestimmt. In regenarmen Gebieten kann man sogar Seesalz als Bindemittel frisch erhärteter Sedimente beobachten. So findet sich an den Ufern des Rothen Meeres bei Sues eine dicke Bank, bestehend aus Conchilien und anderen Kalktrümmern, welche durch Salz zu einem ziemlich festen Gestein verbunden werden.

Viel wichtiger als die Verkittung der Theilchen frisch gebildeter Sedimente durch die beim Austrocknen abgesetzten Stoffe, scheint uns aber die Cementirung der Sedimente unter dem Einfluss besonderer, am Meeresgrund vor sich gehender chemischer Umsetzungen.

1) v. Schleinitz, Annalen für Hydrographie, II, S. 197, 199.
2) Markham, Proc. Geogr. Soc. 1872, S. 138.
3) Moresby, Journal Geogr. Soc. 5, S. 398.

Der Meeresboden in grösseren Tiefen ist, wie THOULET[1]) betont, ausgezeichnet durch vollkommene Ruhe. Die vielfachen Bewegungen, welche die oberen Schichten des offenen Meeres erleiden, setzen sich nur mit sehr geschwächter Wirkung in die Tiefe fort. Die Wasser des Meeresgrundes stagniren vielfach und haben Zeit sich und die Sedimente auf denen sie ruhen und die sie durchdringen, chemisch zu verändern. Die Diffusion erfolgt so langsam, dass sich beträchtliche Differenzen der chemischen Zusammensetzung längere Zeit hindurch erhalten können, und dass daher der Meeresgrund ein Herd chemischer Veränderungen ist, welche langsam ihren Einfluss auch auf höhere Wasserschichten geltend machen.

Es[2]) ist einleuchtend, dass den marinen Absätzen viel organische Substanz beigemengt ist, besonders in den oberflächlichen Schichten. Im Blauschlamm führt die Zersetzung dieser Substanzen zur Reduction der Oxyde in der obersten röthlichen Schicht, und zur Bildung von Sulphiden, welche dem Sediment die blaue Farbe geben. Dagegen ist im Rothschlamm und im Rothen Thon die Menge organischer Substanz ungenügend um diese Veränderung zu bewirken, und das Sediment behält infolgedessen seine rothe Farbe. Auch die Bildung von Glaukonit und von Phosphatconcretionen mag mit Veränderungen zusammenhängen, welche veranlasst sind durch die Zersetzung organischer Substanzen in terrigenen Sedimenten. Die Quelle aller dieser chemischen Veränderungen aber ist direkt oder indirekt die organische Welt.

Wenn wir uns der grossen Zahl mariner Lebewesen erinnern, welche im Ozean leben, und des organischen Materials gedenken, welches vom Land in die See verfrachtet wird, ist es einleuchtend, dass die Lebenserscheinungen derselben, zusammen mit den stickstoffhaltigen organischen Zersetzungsprodukten ihrer abgestorbenen Leiber, einen ununterbrochenen und tiefgreifenden Einfluss auf die Constitution der Seewassersalze und die im Seewasser suspendirten oder am Meeresgrund abgelagerten Sedimente ausüben muss; dass die Intensität dieser Veränderungen wechselt mit der Temperatur, der Belichtung und anderen Bedingungen.

Kohlenstoff, Wasserstoff, Stickstoff, Sauerstoff, Schwefel und Phosphor nehmen Theil an dem Aufbau der Gewebe und Säfte aller marinen Lebewesen; ausserdem werden Kalk und Kiesel in die Hartgebilde der Organismen aufgenommen und müssen als nothwendig für das Leben zahlreicher Thiere und Pflanzen betrachtet werden. Sobald marine Organismen sterben, so beginnt sofort der Zerfall ihrer einzelnen Elemente. Kohlenstoff und Wasserstoff entweichen als Kohlensäure und Wasser, der Stickstoff bildet Ammoniak, und Schwefel und Phosphor vereinigen sich zu flüchtigen Schwefel- und Phosphorverbindungen. Mit einem Wort, die Verwesung mit allen ihren wohlbekannten Erscheinungen findet statt.

Zur selben Zeit wird die Struktur der Skelette verändert, und indem sie in Lösung gehen, können dieselben schliesslich vollkommen in ihre unorganischen Bestandtheile im Seewasser aufgelöst werden. Am Meeresboden in grossen Tiefen mag dieser Verwesungsprocess ein

1) Revue Général des Sciences 1891, No. 10, S. 329.
2) MURRAY & RENARD, Chall. Deep Sea Deposits, S. 253f.

sehr langsamer sein, da Sauerstoff nur in Lösung im Wasser vorhanden ist.

Die Analyse von Seewasser zeigt uns, dass erdige und alkalische Sulphate einen grossen Theil der Seesalze bilden. Wenn diese der Einwirkung von Kohlenstoff oder von kohlenstoffhaltiger organischer Substanz unterworfen sind, werden die Sulphate reducirt und Sulphide gebildet; der Kohlenstoff vereinigt sich mit dem Sauerstoff der vorher mit den Metallen und Metalloiden verbunden war, um Kohlensäure zu bilden. In dieser Weise wird für jedes zersetzte Sulphatmolekül ein Sulphidmolekül und zwei Kohlenstoffmoleküle gebildet. Da nun aller Kohlenstoff der marinen Organismen endlich in Kohlensäure verwandelt wird, so muss die Menge der auf diesem Wege gebildeten Kohlensäure enorm sein, und muss eine grosse lösende Wirkung nicht nur auf die todten Kalkskelette, sondern auch auf die Mineralien im Schlamm des Meeresgrundes ausüben. Durch diese Umsetzungen würde der Meeresgrund bald mit giftigen Sulphiden so durchtränkt werden, dass er jede Ansiedelung von Pflanzen oder Thieren verhinderte. Aber in dem Maasse als die Sulphide gebildet werden, zersetzt sie die gleichzeitig gebildete Kohlensäure und bildet erdige und alkalische Carbonate indem Schwefelwasserstoff ausgeschieden wird; der letztere wird in dem Wasser zu schwefliger Säure oxydirt, welche wiederum das Kalkcarbonat zersetzt, welches im Wasser gelöst oder in den Kalkschaalen enthalten ist; so dass schliesslich Gyps gebildet wird.

Die in den thierischen Geweben und Säften enthaltenen Mengen von Stickstoff- und Eiweisssubstanzen, werden durch eine Reihe von Zwischenstadien in Ammoniak und Stickstoff zerlegt, das erstere ist entweder frei, oder geht gebunden an Kohlensäure als kohlensaures Ammoniak in Lösung, oder wird in Nitrate oxydirt. Der Schwefel und Phosphor werden in Verbindung mit Wasserstoff ausgeschieden, schliesslich oxydirt in Säuren, zersetzen die alkalischen und erdigen Carbonate des Seewassers und bilden Sulphate und Phosphate.

Murray und Irvine haben durch direkte Analysen gezeigt, dass die auf die angegebene Weise gebildeten Ammoniumsalze, überall im Ocean vorhanden sind, als Wirkung der Zersetzung von Eiweisssubstanzen. Diese Veränderung wird bei hoher Temperatur beschleunigt, bei niederer verzögert, desshalb enthalten tropische Gewässer mehr Ammoniak als in gemässigten Zonen vorhanden ist. Das kohlensaure Ammoniak, welches aus der Zersetzung animalischer Körper bei Anwesenheit von Kalksulphat im Ocean oder in den Geweben der Thiere entsteht, wird umgewandelt in Kalkcarbonat und Ammoniaksulphat. Auf diese Weise kommen alle Kalksalze des Seewassers den Korallen und Schaalenbildnern zu Gute. Die intensivere Zersetzung stickstoffhaltiger organischer Substanzen in den Tropen mag vielleicht die grössere Entwicklung von Riffkorallen und anderen kalkabscheidenden Organismen im Tropenmeere mit erklären helfen.

Zwar verzögert die niedrige Temperatur am Meeresgrunde und vielleicht auch der hohe Druck die Verwesung daselbst, aber jedenfalls ist es unrichtig, anzunehmen, dass in grossen Tiefen Verwesung nicht existire, da man überall Anzeichen für das Gegentheil findet.

Für die chemischen Umänderungen am Boden des Meeres spielen jedenfalls auch die Bakterien eine überaus wichtige Rolle. Wir haben im ersten Band S. 106 kennen gelernt, welche Menge von Spaltpilzen weniger im offenen Meer, als wie am Meeresgrunde leben. Noch in 1100 m Tiefe fanden sich 24 000 Bakterien im Kubikcentimeter Schlamm. M. Certes[1]) fand sogar noch Bakterien in 4570 m. Obwohl keine besonderen Untersuchungen hierüber vorliegen, so können wir doch aus diesen Thatsachen und aus der Analogie der Lebensvorgänge bei Süsswasserbakterien mit Sicherheit den Schluss ziehen, dass die marinen Bakterien eine grosse Rolle bei der Diagenese spielen.

Obwohl Thoulet[2]) neuerdings gezeigt hat, dass die Lösungskraft von Seewasser auf Silikate und andere Mineralien geringer ist als die von Süsswasser, so ist es doch eine Thatsache, dass alle Mineralien vom Seewasser angegriffen werden, und dass die ungeheuere Länge der zur Verfügung stehenden Zeit ebenso wie die Masse des Lösungsmittels die Intensität der Lösungskraft vollauf ersetzt.

Der grosse Gegensatz zwischen Salz- und Süsswasser besteht darin, dass im Seewasser die Sulphate durch Kohlenstoff und Wasserstoff desoxydirt werden, während sich im Süsswasser wegen der geringen Menge der Sulphate dieser Vorgang nicht vollziehen kann. Es ist wahrscheinlich, dass diese Reaktionen im tiefen Wasser in ähnlicher Weise erfolgen, wie in dem Seichtwasser, allein die Intensität derselben muss durch grossen Druck, Abwesenheit mechanischer Bewegung und Mangel des Lichtes, modifiecirt werden.

Thatsache ist es, dass sich am Meeresgrund vom Strand bis zur Tiefsee Vorgänge chemischer Ausscheidungen beobachten lassen, welche jenen Schluss sehr berechtigt machen; ich meine die Bildung von chemischen Concretionen. Häufig beobachtet man, dass lösliche Stoffe, welche vorher durch die gesammte Gesteinsmasse vertheilt waren, sich infolge bestimmter Vorgänge an einzelnen Stellen concentriren, und durch immer weiter gehende Anlagerung wachsend, endlich als feste Kerne, als vielfach gestaltete Einlagerungen mehr oder minder regelmässig im Gestein vertheilt liegen. Bei der Bildung solcher Concretionen haben wir zwei Erscheinungen scharf voneinander zu trennen. Erstens müssen wir uns die Frage vorlegen, warum es zur Ausscheidung von concretionären Massen kam, dann haben wir zu untersuchen, weshalb sich diese chemische Abscheidung nicht im ganzen Gestein, sondern nur an bestimmten Stellen vollzog.

Wir glauben, ein sicherer Beweis dafür liegt allerdings noch nicht vor, dass die vorhin angedeuteten, durch Bakterien veranlassten chemische Umwandlungen organischer Stoffe die Ursache der Bildung von Concretionen sind. Sehen wir doch ungemein häufig, dass Concretionen als Kerne eine Versteinerung zeigen, dass also eine Mitwirkung absterbender organischer Gewebe vielfach zweifellos ist.

Dann aber scheint es nach dem früher Gesagten leicht verständlich, dass auch die regionale Vertheilung der Concretionenbildung und anderer diagenetischer Vorgänge am Meeresgrund, durch die Verschiedenheit der verwesenden Substanzen und damit der Verwesungs-

---

1) Acad. Roy. Belgique, Bulletin VII, 1884, No. 6.

2) Compt. Rend. 1889, S. 753.

vorgänge veranlasst wird. Wir können diesen Gedanken nicht mit Thatsachen belegen, weil die einschlägigen Verhältnisse noch nicht genauer untersucht sind.

Concretionen finden wir nicht überall, sondern gewisse Regionen sind frei von ihnen, während benachbarte Gebiete, deren Sediment keine wesentlichen Unterschiede zeigt, Concretionen enthalten. Schon diese Thatsache lehrt uns, dass die Concretionenbildung nicht nur von der Beschaffenheit des Sedimentes abhängig ist.

Im Wattenboden bei Cuxhafen[1]) bilden sich festere, durch Kalk verkittete Partien, in deuen *Cardium edule, Mytilus edulis* uud Globigerinenschaalen eingeschlossen siud.

Auf der Rhede von Sues kann man bei Ebbe 60 cm. hohe Sandbänke beobachten, welche aus wohlgeschichtetem feinkörnigem Oolithsand bestehen. Auf der Oberfläche derselben sieht man an manchen Stellen ein Pflaster härterer Partien, welche meist von *Mytilus*colonien bedeckt und daran leicht kenntlich sind. Nimmt man einzelne dieser Verhärtungen heraus, so bemerkt man, dass es durch Kalk verkittete Oolithkörner sind, kalkreichere und härtere Concretionen in der unverkitteten Oolithablagerung. Diese concretionären Verhärtungen sind von unregelmässigem Umriss und lassen erkennen, dass sie sich seitlich noch weiter vergrössern, so dass hier der Vorgang diagenetischer Verfestigung einer bestimmten Schicht zwischen unverkittetem Material leicht erkannt wird. Indem die Concretionen seitlich verschmelzen, bilden sie allmälig eine feste Bank.

Kalkige Concretionen fand der Challenger[2]) an den Keeinseln in einem Glaukonithaltigen Blauschlamm 216—255 m tief, dieselben waren 1—7 cm gross. Die Expedition fand auch Kalkconcretionen von 3—16 cm in 50—90 m, solche von 30 cm Durchmesser am Aequator in 1500 m Tiefe.

An der Südküste von Neuengland[3]) fand VERRILL in 427 bis 1170 m Concretionen von über 30 kg Schwere und 75 cm Länge, 36 cm Breite und 16 cm Dicke. Dieselben bestanden aus Kieselsand, der durch Kalk verkittet war, und recente Muscheln (*Astarte*) enthielt.

Ausser Kalkconcretionen bilden sich am Boden des heutigen Meeres auch solche von 75 % Baryumsulphat, wie sie JONES[4]) bei Colombo in Tiefen von 1234 m beobachtete. Sie schlossen Foraminiferenschaalen ein.

Die Walknochen[5]) und Fischzähne des mittleren Pacifik und die Manganknollen, welche man um organische Kerne ausgeschieden fand, enthalten häufig beträchtliche Mengen von phosphorsaurem Kalk.

In Globigerinenschlick und anderen organischen Sedimenten ist gewöhnlich ein Phosphatgehalt, geringer als 1 % nachweisbar, während derselbe nach den kontinentalen Küsten zu grösser wird. Auch Glaukonit enthält oft phosphorsauren Kalk.

Allein in der Nähe kontinentaler Küsten findet man in Tiefen von 180—3430 m Concretionen von 1—3 cm, selten von 6 cm. Sie

1) L. MEYN, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1856, S. 119.
2) CHALLENGER, Narrative, II, S. 557.
3) VERRILL, Sill. Americ. Journal 1882, II, S. 448.
4) Record, Geol. Survey of India, XXI, I, S. 35.
5) MURRAY & RENARD, Chall. D. S. Dep. S. 391.

sind von Erhabenheiten bedeckt, von Löchern durchzogen und haben eine sonderbare, bald warzige, bald eckige Gestalt. Ihre Oberfäche ist gewöhnlich glasirt und bedeckt von einem dünnen schmutzigbraunen Ueberzug, welcher die mineralogische Natur und aggregirte Struktur verhüllt. Wenn man sie näher betrachtet, so erkennt man verschiedenartige Bruchstücke, verkittet durch eine überwiegende Menge phosphorsauren Kalkes. Sie sind hart und fest, von ebenem oder unregelmässigem Bruch. Die Concretionen aus seichterem Wasser sind grün gefärbt und enthalten viel Glaukonit, während die aus 3470 m Tiefe lichtbraun waren.

Der Gehalt an Phosphorsäure ist in geringerer Tiefe 20 %, im letzteren Falle 24 %.

Es scheint, dass diese Phosphatconcretionen an solchen Küsten häufig sind, wo durch die Mischung kalter und warmer Meeresströmungen das Wasser starken und raschen Temperaturveränderungen unterworfen ist, wie an dem Capland und an der Ostküste von Nordamerika. Es ist sehr wahrscheinlich, dass an solchen Stellen grosse Mengen pelagischer Thiere oft durch diesen Temperaturwechsel getödtet werden, dass sie ein ausgedehntes Lager sichzersetzender Stoffe am Meeresboden bilden. So können abwechselnde Schichten mit und ohne Phosphatconcretionen leicht gebildet werden.

Recente Phosphatconcretionen gehören der Küstenzone an. Man kann sie finden in allen terrigenen Absätzen, ebenso wie am Rande der Tiefsee in echten pelagischen Sedimenten. Zweifellos sind es Bildungen an Ort und Stelle, ausgeschieden um verschiedenartige Fremdkörper aus Lösungen, welche im Sediment enthalten waren. Die Bildung der Phosphatknollen an der Agulhasbank mag folgendermassen verlaufen sein: Ueberall weist die Analyse phosphorsauren Kalk in marinem Schlamm nach. Die Organismenreste werden durch die Thätigkeit des Seewassers aufgelöst und der mit gelöste phosphorsaure Kalk wird zuerst im Innern von Rhizopodenschaalen ausgeschieden. Die Phosphatmasse wächst allmälig aus der Schaale heraus, nebeneinander liegende Concretionen verschmelzen miteinander, und allmälig bilden sich Knollen von beträchtlicher Grösse.

Phosphatconcretionen [1]) wurden auch an den Küsten von Mittelamerika überall gefunden, doch nur in Tiefen geringer als 2743 m, und nicht fern vom Lande.

Sehr weit verbreitet sind Mangan-Eisenconcretionen in recenten Sedimenten. BUCHANAN [2]) beobachtete sie im Loch Fyne bei Glasgow im grauen Kontinentalschlamm, aber nur auf einem engumgrenzten Gebiet in 190 m Tiefe.

Im Gebiet des Golfstromes fand der ALBATROS [3]) in 1800 bis 3000 m den Meeresboden bedeckt mit unregelmässig flachen Mangan und Eisenconcretionen. Stücke von 2 — 15 cm Dicke und 10 kg Schwere wurden gefunden, welche auf ihrer Unterseite oft aus zähem blauen Thon bestanden. Auf einem Stück [4]) aus 2892 m sassen

1) AGASSIZ, Three Cruises of the Blake, I, S. 277. Anm.
2) BUCHANAN, Nature 1878, Okt., S. 628.
3) Annalen für Hydrographie 1885, S. 622.
4) VERRILL, Americ. Journal 1884, II, S. 380.

Gorgoniden, Hydroiden, Bryozoen, sowie viele Exemplare von *Discina atlantica* und *Waldheimia cranium*

Manganhydrate in Verbindung mit Eisenhydraten gehören zu den am meisten verbreiteten Stoffen in marinen Sedimenten; alle Steine, Muscheln, Kalkalgen, Kalkbruchstücke, welche in 90 m Tiefe den Meeresboden bei Millport (Schottland) bedecken, zeigen dünne schwarze abwischbare Ueberzüge von Mangan. Der Challenger beobachtete ähnliche Manganüberzüge auf Pteropoden und Globigerinenschaalen aus 2560—2743 m. Aber in den Ablagerungen der Tiefsee gehören Manganconcretionen zu den verbreitetsten Gebilden. Sie sind am häufigsten im Pacifik und Indik, dagegen sind sie im Atlantik nur in der Nähe vulkanischer Inseln lokal häufig. Im Atlantik finden sie sich von 767—5211 m, im südlichen Indik und Antarktik von 2926—4754 m, im Pacifik von 767—8183 m. Die überwiegende Mehrzahl ist 1—15 cm gross. Ihre Form ist meist so charakteristisch, dass man nach ihr sofort den Fundort bestimmen kann.

In 13° S. Br. und 149° W. L. wurde aus 4297 m ein Netz voll Rothen Tiefseethon heraufgebracht, welches 508 kg Manganknollen enthielt.

Nach den Beobachtungen von MURRAY liegen diese Manganknollen ganz oberflächlich dem Sedimente auf. Die immer oberflächlich wirkende Dredge nimmt sie daher in Menge auf, so dass das oft beobachtete Verhältniss von 50 % Manganknollen in einem Sediment, nicht den thatsächlichen Verhältnissen am Meeresboden entsprechen dürfte.

Die bisher besprochenen Concretionenbildungen leiten uns über zu der Verhärtung ganzer Flächen am Meeresgrund und am Strande, die sich von jenen nur durch die horizontale Ausdehnung unterscheiden, und als eine concretionäre Bildung in grossem Stil betrachtet werden muss.

Wie die Versuche von KUHLMANN[1]) zeigen, genügen sehr schwache Lösungen alkalischer Silikate um weiche Kreide in ein Kalksilikat zu verwandeln, das Marmor ritzt.

An der nordafrikanischen Küste bei Bona[2]) werden Sande und Gerölle am Strand durch ein kieseliges Bindemittel im Bereich der Küste bei tiefer Ebbe, wahrscheinlich unter dem Einfluss starker Sonnenwärme verkittet.

Bei Pernambuco[3]), Porto Seguro, Sta. Cruz und anderen Stellen der südamerikanischen Küste beobachtet man verhärtete Sandsteine im Schorrengebiet, bei deren Bildung die Sonnenwärme jedenfalls mit thätig war. Hier wurde der Sand durch Kalkcement verkittet. Eine ganze Anzahl ähnlicher Beispiele führt BISCHOF[4]) an.

Sehr häufig machte man die Beobachtung, dass Eisensalze in kurzer Zeit lockere Sedimente verkitten. An der Küste von Florida[5]) bei Osprey, Saratosa Bai u. s. w. bildet sich ein festes Gestein durch

1) KUHLMANN, Wöhl. und Liebigs Annalen 1842, S. 220, ref. im N. Jahrb. für Min. 1844, S. 213.
2) PAPIER, Bull. Soc. Géol. France 1875, S. 46.
3) HAWKSHAW, Quaterly Journal Geol. Soc. 1879, S. 239.
4) BISCHOF, Lehrbuch der Chem. und Physik. Geologie, 1866, II, S. 22.
5) DALL, Americ. Journal 1887, II, S. 103.

eisenhaltige Quellen, welche Kies, Sand, Muschelschaalen miteinander verkitten.

Eiserne Bomben[1]) umgeben sich am Boden des Rheines mit einem eisenschüssigen Konglomerat.

Aehnliche Bildungen beschreibt FORCHHAMMER[2]) von den Dünen Dänemarks. Die eisenhaltigen Konglomerate bilden sich nur, wenn Eisen Sauerstoff anzieht; sei es, dass dasselbe vorher Eisenoxydul gewesen ist wie z. B. bei den Sandsteinen, die der reducirenden und auflösenden Wirkung des Torfmoores ihren Ursprung verdanken, oder durch Oxydation von metallischem Eisen. Ueberall wo ein Eisenstück im Strandsande liegt, wird dieser zusammengebacken und bildet eine sehr feste Masse um das Eisen. Hin und wieder ist der Strandsand unmittelbar unter einem Torflager durch Eisen zu einem festen Sandsteine verbunden, eine Mooreisenbildung, die mit dem im Flugsand enthaltenen Titaneisen in Verbindung steht; denn überall in den Dünenthälern findet man, wo die Düne bewachsen ist, dass sich Eisenschichten bilden, welche durch die langsame Einwirkung der Humussäure aus dem Sande ausgewaschen wurden.

Nach MAW[3]) sind die hierbei entstehenden Farben ein sicheres Kennzeichen für die Art des Eisensalzes, denn Eisenoxyd bildet rothe Gesteine, Eisenoxydhydrat gelbe und braune, Eisenoxydul grüne oder blauschwarze Ablagerungen.

Betrachten wir jetzt mehr im Einzelnen die diagenetischen Vorgänge in den verschiedenartigen Ablagerungen:

I. Die Diagenese mechanischer Ablagerungen ist verschieden, je nachdem es sich um festländische oder marine Bildungen handelt. Festländische Gesteine werden verkittet, marine Gesteine werden entsalzt und verkittet, und in beiden bilden sich später Concretionen. Die Verkittung geschieht durch Kalk oder Eisensalze, Kieselsäure und andere Substanzen. Das Bindemittel[4]) des Wiener Sandsteins besteht entweder

aus $FeCO_3$ 1,3—67,9 % oder
„ $CaCO_3$ 10,3—96,9 % „
„ $MgCO_3$ 1,8—31,5 % „
„ SiO_2.

Bei Quarzsandsteinen lagert sich oftmals die verkittende Kieselsäure um die Quarzkörner in solcher Orientirung, dass sich dieselben wieder zu Dihexaedern oder anderen Quarzkrystallen ergänzen und krystallisirte Sandsteine[5]) entstehen. Die ursprüngliche Form[6]) der Quarzkörner in einem Quarzit von Dalekarlien ist nur durch den Staubsaum an ihrer Oberfläche zu erkennen, da das Cement optisch ebenso reagirt, wie die Körner und man sonst das Ganze als ein krystallkörniges Quarzaggregat betrachten könnte.

1) NOEGGERATH, Verh. der Niederrh. Ges., November 1855.
2) FORCHHAMMER, Neues Jahrb. f. Min. 1841, S. 17, 25.
3) MAW, Quaterly Journal Geol. Soc. 1868, S. 351, Taf. XXIV.
4) K. v. HAUER, Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1855, S. 42.
5) KNOP, Neues Jahrb. für Min. 1874, S. 282.
6) TOERNEBOHM, das. 1877, S. 210.

Der Potsdamsandstein[1]) von New Lisbon (Wisc.) besteht zum Theil aus wohlausgebildeten Quarzkrystallen, die sich um einen oft opaken rundlichen Kern auskrystallisirt haben.

Dass bei dieser Bildung von neuen Mineralien die Krystallkraft grosse Wirkungen auszuüben vermag, sieht man an den von Dana[2]) beschriebenen, zerbrochenen Krystallen.

Aber nicht nur Quarz, sondern auch andere Mineralien werden bei der Diagenese neugebildet. So findet man in einem Konglomerat[3]) von Ogishke Muncie (Minn.) Hornblendefragmente, welche später ergänzt und vergrössert worden sind; ebenso sind hier Quarze und Feldspäthe nachträglich vergrössert worden.

Auch lebende Organismen betheiligen sich an der Cementirung von mechanischen Ablagerungen. Die Alge *Euhymenia*[4]) verkittet im Quarnerischen Golfe Sedimentkörner zu faustgrossen Klumpen, und bei Messina fand Fuchs ähnliche Platten von 2—3 m Durchmesser durch Kalkalgen verkittet.

Mytilus und *Pinna, Lima* und *Pecten* scheiden oftmals Byssusfäden aus, mit Hilfe deren lockere Sedimente verfestigt werden.

Die Entsalzung mariner Ablagerungen ist ein ungemein wichtiger Vorgang. Denn wenn man bedenkt, welche Mengen von Salz in marinen Ablagerungen ursprünglich enthalten sind, so darf es uns nicht Wunder nehmen, dass in denselben durch Auslaugen des Salzes mancherlei Veränderungen vor sich gehen. Die Soolquellen[5]) des Westphälischen Kreidegebirges entstammen den marinen mesozoischen Schichten. Die Trias bei Helsingborg[6]) enthält noch heute 1,42 % Seesalz; Na, Ka, Mg wurde darin nachgewiesen.

Die Bildung von Concretionen findet bei mechanischen Ablagerungen häufig statt, und zwar in allen Stadien des lithogenetischen Vorganges. Die verwitterten Lateritmassen der Tropenländer enthalten überaus häufig grosse Eisenconcretionen. Am Mittellauf des Baritto[7]) auf Borneo beobachtet man in einem horizontal geschichteten Quarzkonglomerat häufig centnerschwere Knollen und Nieren von braunem Thoneisenstein, die den Dajaks ein gutes Eisen für ihre Waffen liefern.

Die Ebene von Sennar[8]) besteht aus einem Schwemmlande, das oft faustgrosse Eisenconcretionen enthält.

Der Laterit[9]) in Westafrika enthält oft viele sehr grosse Concretionen von Brauneisenstein.

Nicht minder häufig findet man Kalkconcretionen in den Tropen. Im fossilen Nilschlamm[10]) am Blauen Fluss sind eine Menge Kalkknollen von Erbsengrösse bis zu $^1/_4$ Kubikfuss verstreut, die ohne Zweifel Ausscheidungen der im Schlamm vertheilten Kalksalze sind.

1) Young, Americ. Journal 1882, I, S. 257.
2) Dana, das. 1885, II, S. 374.
3) v. Hise, das. 1885, II, S. 234.
4) Fuchs, Verh. Geol. Reichsanstalt 1871, S. 228.
5) Huyssen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1855, S 641.
6) Erdmann, Neues Jahrb. für Min. 1879, S. 952.
7) Horner, das. 1838, S. 5.
8) Hartmann, Zeitschr. für Allg. Erdkunde 1863, I, S. 10.
9) Lenz, Verh. k. Geol. Reichsanstalt 1878, S. 351.
10) Russegger, Neues Jahrb. für Min. 1838, S. 300.

Die alten Absätze des Ganges, auf denen Benares erbaut ist, enthalten schichtenförmige Zonen von zelligen Kalkconcretionen, die an manchen Stellen die Hälfte der ganzen Ablagerung ausmachen.

Im sandigen Lehm[1]) am Parana beobachtete BURMEISTER zahlreiche Gypsconcretionen.

Im Selzthal[2]) im Mainzer Becken finden sich sogar cölestinhaltige Sandknollen im Löss.

Die als Lössmännchen wohlbekannten Kalkconcretionen treten häufig in den äolischen Lössablagerungen auf.

II. Die Diagenese chemischer Ablagerungen besteht in Verfestigung und krystallinischer Umlagerung des frisch gebildeten Absatzes. Bekannt ist es, dass die Süsswasserkalke durch Liegen an der Luft erhärten. Die Oolithe der Rhede von Sues zeigen den Beginn der Versteinerung, indem man in denselben grössere und kleinere Platten von härterer Beschaffenheit beobachtet, die durch eine Cementirung der Oolithkörner entstehen. Die Verkittung beginnt an kleinen Kernen, dieselben vergrössern sich seitlich, verschmelzen mit benachbarten Partien und bilden dadurch einzelne härtere Bänke zwischen unverkitteten Oolithsanden. Man kann die härteren, verkitteten Stellen leicht erkennen an den Colonien von *Mytilus*, welche dieselbe zur Unterlage gewählt haben, und die oftmals mit ihren Schaalen tief in der Steinmasse eingesenkt sind. Ich habe nicht entscheiden können, ob die Muschelkolonien eine Rolle bei der Verkittung spielen.

Chemisch ausgeschiedenes Kalksulphat ist gewöhnlich wasserfreier Anhydrit. Wenn dann später die Ablagerung entsalzt und von Süsswasser durchsickert wird, so setzt sich der Anhydrit in wasserhaltigen Gyps um. Da diese Umwandlung nur mit einer Gewichtszunahme von 25 % geschehen kann, so sehen wir Gypslager häufig vielfach gefaltet und gebogen, während die liegenden und hangenden Schichten keinerlei Lageveränderungen erkennen lassen. Ein Beweis dafür, dass die Faltung der Gypse nicht durch Dislocation bewirkt wurde, sondern eine Folge innerer Umwandlungsvorgänge war.

III. Die Diagenese organischer Ablagerungen fällt zusammen mit jenen Vorgängen, die man als Versteinerungsprocess bezeichnet. Denn es ist ja ganz gleich ob eine einzelne Muschelschaale versteinert, und sich dabei verändert, oder ob eine aus Muscheln gebildete Kalkbank durch Diagenese verändert wird. Fossil erhaltungsfähig sind vornehmlich: Cellulose, kohlensaurer Kalk und Kieselsäure, die sich in den Geweben von Pflanzen und Thieren finden.

Die Diagenese der Cellulose besteht wesentlich in der Verdichtung der Pflanzenfaser. Durch Drainiren[3]) erleiden Torflager eine so beträchtliche Senkung, dass das Whittlesey-Mere im Fennland, welches 5,5 m mächtig war, von 1848—1875 um 2,3 m gesenkt wurde, also ungefähr die Hälfte seiner ursprünglichen Mächtigkeit verlor.

Ausser der Verdichtung vollziehen sich aber im Innern der Celluloselager chemische Umwandlungen, die v. GUEMBEL[4]) als Inkohlung bezeichnet.

1) BURMEISTER, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1858, S. 425.
2) GERGENS, Neues Jahrb. für Min. 1855, S. 172.
3) Nach SUESS, Antlitz der Erde II, S. 531.
4) v. GUEMBEL, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. München 1883, S. 190.

Er versteht darunter die Ausscheidung kohliger Substanzen (Carbohumin), die in der Cellulosemasse gelöst enthalten waren. Durch noch nicht genauer untersuchte Vorgänge wird nämlich in verwesender Cellulose ein Theil der Pflanzenfaser gelöst, ein anderer Theil bleibt unverändert zurück. Wird dann das gelöste Carbohumin wieder ausgeschieden, so entsteht eine, oft strukturlose, Kohlenmasse, in der nur wenige Reste unzerstörten Pflanzengewebes vertheilt sind.

Die Ausbildung und Umänderung angehäufter Pflanzenreste in Kohle geht ohne wesentlichen Einfluss von grossem Druck oder hoher Wärme vor sich, denn selbst die Rinde aufrechtstehender Kohlenstämme, die nie gepresst worden ist, findet man in Glanzkohle umgewandelt.

Obwohl die kohlige Diagenese der Cellulose die Regel ist, so finden doch auch andere Veränderungen in versteinerndem Pflanzengewebe statt. Im [1]) fossilen Nilschlamm am blauen Nil sind viele Hölzer eingeschlossen. Die Stücke von *Mimosa*, ein festes, sehr hartes Holz, sind ganz in eine kalkigthonige halbkrystallinische Materie umgewandelt, während die Stücke von *Asclepias*, deren schwammiges milchführendes Holz im Innern sehr weich ist, nur in der Rinde erhalten sind, während das Innere mit Schlamm oder Konglomerat erfüllt ist. Mimosenstämme wuchsen aus Wurzeln hervor, deren untere Enden schon versteinert waren.

Die versteinerten Pflanzenreste des Cypridinenschiefers [2]) sind durchaus Kalkversteinerungen d. h. die Gewebe sind durch kohlensauren Kalk ausgefüllt. Die dunkle, beinahe schwarze Farbe derselben zeigt jedoch, dass der Infiltration durch das gelöste Versteinerungsmittel, eine Verkohlung der Pflanzensubstanz vorausging.

Eine secundäre Erscheinung ist es wohl, wenn im Mainzer Becken [3]) *Pinus*zapfen sich in sandigen Barytkugeln finden, denn auch *Natica glaucinoides* ist dort in Baryt umgewandelt.

Nicht selten beobachtet man auch Metallsalze als Versteinerungsmittel von Pflanzenresten. Nothwendig hierfür ist geringe Concentration der Lösung [4]). Fassdauben wurden in 150 Jahren von den Eisenringen aus vererzt, und Goeppert hat durch sinnreiche Versuche die Imprägnation von Pflanzenresten mit Eisensalzen nachgeahmt.

Leicht verständlich ist es, dass so oft eine Verkieselung von fossilen Pflanzen beobachtet wird. Denn, wie wir S. 668 gesehen haben, enthalten so viele Pflanzen schon im Leben Kieselsäure, dass es nicht Wunder nehmen kann, wenn diese Gewebe später noch weitere Mengen von Kieselsäure aufnehmen.

Die Diagenese organischer Kalke ist ein ziemlich mannichfaltiges Problem, denn die weite Verbreitung organischer Kalklager, ihre Bildung auf dem Festland wie in der Tiefsee, bringt es mit sich, dass sie später sehr verschiedenartigen Umwandlungsvorgängen unterworfen werden. Wir können nur einzelne charakteristische Beispiele herausgreifen.

1) Russegger, N. Jahrb. f. Min. 1838, S. 300.
2) Unger, Denkschr. Acad. der Wissensch. Wien XI, S. 141.
3) Sandberger, Neues Jahrb. für Min. 1854, S. 421.
4) Goeppert, Poggend. Annalen 1836, XXXVIII, S. 561, 1837, XLII, S. 593.

Die durch Florideen ausgeschiedenen Kalkmasssen spielen als Kalkalgenlager eine grosse Rolle in der Gegenwart wie in der Vergangenheit. Vergleicht man recente und tertiäre *Lithothamnien*, so stellt sich heraus, dass in letzteren die organische Substanz fast verschwunden ist.

	Recente Algen	Fossile Algen enthalten
$CaCo_3$	85,87 %	97 %
Org. Substanz und Wasser	5,06 %	0,28 %

Da der tertiäre Kalk, trotzdem er unter dem Mikroskop seine phytogene Natur leicht erkennen lässt, völlig weiss ist, und keinerlei kohlige Verfärbung zeigt, so muss die organische Substanz fast vollständig als Gas verschwunden sein. Wie HOPPE SEYLER [1]) gezeigt hat, kann Cellulose unter der Einwirkung gewisser Mikroben einem Gährungsprocess unterliegen, der Methan und Kohlensäure liefert. Wir begegnen also hier wiederum einem Vorgang der Diagenese, welcher durch Spaltpilze veranlasst zu werden scheint.

Nehmen wir an, dass in allen Theilen des Algenkalkes, noch während sich derselbe unter Wasser befand, jene Kohlensäureentwicklung erfolgte, so musste der ganze phytogene Kalk von kohlensäurehaltigem Wasser durchtränkt werden. Diese endogene Kohlensäure [2]) wirkte lösend und umkrystallisirend auf den Kalk und so geschah es, dass derselbe in strukturlosen dichten Kalk umgewandelt wurde. Das zur Umkrystallisirung eines Kalkes nöthige Wasser bringt also nicht nothwendig seine Kohlensäure von aussen her mit, sondern kann dieselbe auch im Gestein selbst finden. Es erklärt sich auf diese Weise leicht, wie strukturlose Kalkbänke mit struirten Bänken wechsellagern können. Denn wenn die für die Umwandlung eines Algenlagers in dichten Kalk nöthige Kohlensäure nicht von aussen hineingetragen wird, so können nur diejenigen Bänke umkrystallisiren, in denen sich Kohlensäure bildete, während die damit wechsellagernden Bänke in denen jene Kohlensäuregährung nicht stattfand, auch nicht ihre ursprüngliche Struktur verlieren mussten.

Ueber die Diagenese thierischer Kalkreste verdanken wir DE SERRES [3]) interessante Beobachtungen. Derselbe verglich lebende (L) Mittelmeermuscheln mit abgestorbenen (A) und fossilen (F) Resten derselben Art um festzustellen, wann und in welcher Weise diese Schaalen verändert wurden:

	Organische Substanz			Kohlensaurer Kalk		
	L	A	F	L	A	F
Ostrea esculenta	3,9	1,0	0,8	93,9	96,8	96,5
Pecten glaber	3	0,9	0,7	96,0	97,0	96,7
Venus similis	3	—	1	96	—	97,9
Pectunculus glycimeris	2,4	0,7	0,8	97,2	99	98,4
Cardium tuberculatum	2	0,8	0,5	97	98,7	98,8

Man erkennt daraus, dass die Muscheln abgestorbener Seethiere schon am Meeresboden verändert werden, ihre organische Substanz verlieren und kohlensauren Kalk aufnehmen.

1) HOPPE SEYLER, Zeitschr. für Physiol. Chemie 1886, S. 201.
2) WALTHER, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1886, S. 239.
3) DE SERRES, Compt. Rend. Acad. Paris 1846, XXII, S. 1050.

Auf Grund der Untersuchungen von ROSE[1]) hat man lange Zeit angenommen, dass alle solche Molluskenschaalen, welche aus Aragonit bestehen, leicht löslich, dagegen die aus Kalkspath bestehenden Reste erhaltungsfähig seien.

Aber erneute Studien von v. GUEMBEL[2]) haben gezeigt, dass die Löslichkeit des Kalkkarbonats in erster Linie auf dem Aggregatzustand des Materials beruht, und dass daher das Verhältniss, ob Aragonit oder Kalkspath vorliegt, ohne ausschlaggebende Bedeutung ist. Ausserdem bildet aber die Menge, die Derbheit und die Verbindung, welche zwischen den organischen Substanzen und den Kalksalzen besteht, ein höchst wichtiges Moment.

Sehr lehrreich sind noch die Beobachtungen CARPENTERS und STELZNERS[3]) über Crinoidenskelette. Denn hier lässt sich zeigen, dass zwischen die Maschen des ursprünglichen Kalkskelettes nachträglich Kalk eindringt.

Am leichtesten lässt sich die Diagenese an Korallenstöcken beobachten. Während eine lebende Riffkoralle oft so weich und zerbrechlich ist, dass man sie kaum in grösseren Stücken aus dem Wasser nehmen kann, zeigen abgestorbene Korallen eine wesentlich härtere Consistenz.

Eine lebende *Coeloria* ist leicht mit dem Hammer zu zerschlagen, ein todter *Coeloria*stock bedarf schon grösserer Kraft, um ihn zu zerkleinern. An subfossilen Riffkalken kann man die Umwandlung des zelligen Kalkskelettes in dichten krystallinischen Kalk oft in den schönsten Uebergängen beobachten.

Die porösen und feinzelligen Korallen[4]), wie *Porites*, verlieren zuerst ihre charakteristische Struktur. Gewöhnlich gehen sie über in ein drusiges Stadium, wo sie einen zuckerähnlichen Habitus besitzen; endlich werden sie durch die beständige Durchsickerung mit kalkhaltigem Wasser vollkommen dicht und bieten dann dem Auge keinerlei Struktur da.

Das subfossile Korallenriff, welches die kleine Insel Ramesveram[5]) an der Nordküste von Ceylon umsäumt, zeigt auf wenige Kilometer Entfernung einen solchen Wechsel in dem Erhaltungszustand der Korallen, dass man sich dort leicht davon überzeugt, wie wechselnd die Vorgänge der Diagenese selbst in nahe beieinanderliegenden Theilen desselben Riffes verlaufen.

Von grosser Wichtigkeit ist die Dolomitisirung der organischen Kalke.

Es gibt eine Reihe von Thieren, welche kohlensaure Magnesia in ihren Skeletten enthalten:

Orbitolites complanata enthält 12,52 % $MgCO_3$
Nubecularia novorossica „ 26,— % $MgCO_3$

in Korallen und Bryozoen, Muscheln und Schneckenschaalen, sogar in Kalkalgen zeigen die Analysen mehrere Procente von kohlensaurer Magnesia.

1) ROSE, Abh. Acad. d. Wissensch. Berlin 1858.
2) v. GUEMBEL, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1884, S. 386.
3) STELZNER, Neues Jahrb. für. Min. 1864, S. 565.
4) GUPPY, The Solomon Islands, S. 73.
5) WALTHER, Petermanns Erg.-Heft No. 102, S. 18.

Aber gegenüber dem Magnesiagehalt älterer Kalksteine lässt sich die Ansicht nicht vertheidigen, dass dieselben durch solche Thierreste direkt gebildet worden seien. DANA[1]) fand auf Matea ein Korallengestein mit 38 % Magnesiacarbonat, ich[2]) beobachtete auf dem G. Hamâm Mûsa an der Sinaihalbinsel, 230 m über dem Meere, einen tertiären Korallenkalk mit 40 % kohlensaurer Magnesia. Von Wichtigkeit scheint es mir auch, darauf hinzuweisen, dass der Dolomitgehalt älterer Kalksteine lokal grossen Schwankungen unterworfen ist. v. HUBERT[3]) fand in 24 südtiroler Kalksteinen 0,8—37,8 % Bittererde; REINSCH[4]) untersuchte die Jurakalke von Franken, und fand, dass der Dolomitgehalt nicht gesetzmässig vertheilt ist, sondern innerhalb derselben Bank grossen Wechsel zeigt.

Eine andere von mir beschriebene Thatsache ist ebenfalls geeignet, die Frage der Dolomitbildung zu klären. In dem oben erwähnten Korallendolomit des G. Hâmam Mûsa erkennt man grosse Schaalen von *Tridacna*. Zwar sind dieselben fest im Gestein eingesenkt, aber es gelingt doch, grössere Bruchstücke der Schaale herauszuschlagen. Eine Analyse der Schaalensubstanz ergab 43,4 % Bittererde, also fast normalen Dolomit. Da in lebenden Muschelschaalen nur wenige Procente von kohlensaurer Magnesia gefunden werden, und da auch die mikroskopische Untersuchung der Schaale lehrt, dass dieselbe hochgradig verändert ist, so liegt hier ein zweifelloser Fall vor, von der Umwandlung einer magnesiaarmen Schaale in fast normalen Dolomit.

Völlig ausgeschlossen ist die Annahme, dass die dazu nöthige Magnesia durch Eindampfen eines Meeres geliefert worden sei, denn der betreffende Korallenkalk bildet den Rücken eines vollkommen isolirten Bergzuges; auch vulkanische Dämpfe können, bei der Abwesenheit jedes vulkanischen Gesteins, ausgeschaltet werden.

Es bleibt somit nur die Annahme übrig, dass die kohlensaure Magnesia auf diagenetischem Wege aus dem Meerwasser niedergeschlagen wurde, und zwar liegt es nicht fern, zu vermuthen, dass auch hier ein durch Bakterien veranlasster specifischer Fäulnissprocess, die Bittererde aus der im Seewasser enthaltenen schwefelsauren Magnesia (5,5—6,4 %) zum Absatz gebracht habe, in ähnlicher Weise wie wir S. 660 den Absatz kohlensauren Kalkes im marinen Grundwasser geschildert haben.

Es deckt sich diese Ansicht in vielen wesentlichen Punkten mit der von DOELTER und HOERNES[5]) ausgesprochenen Meinung: dass zahlreiche und mächtige, schwach dolomitische Kalkmassen unmittelbar durch die Thätigkeit der Organismen im Meere abgelagert worden sind. Einzelne, kleinere Vorkommen von Normaldolomit wurden durch spätere Metamorphose, durch Einführung von kohlensaurer Magnesia gebildet. Der grösste Theil, der an Magnesia mehr oder weniger reichen Dolomite wurde aus den kalkigen Secretionen der Meeresorganismen durch Einwirkung der im Meerwasser enthaltenen Magnesia-

---

1) DANA, Corals and Coral Islands, S. 356.
2) WALTHER, Abh. d. k. S. Ges. der Wissensch. 1888, No. X, S. 488.
3) v. HUBERT, Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1850, S. 731.
4) REINSCH, Neues Jahrb. für Min. 1859, S. 385.
5) DOELTER und HOERNES, Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1875. S. 331.

salze (vorwaltend wohl ClMg), während, oder kurz nach der Ablagerung gebildet. Spätere lokale Differenzirung des Magnesiagehaltes wurde durch Zirculationswasser bewirkt, welches stellenweise Auslaugung und Concentration herbeiführte.

Auch die Phosphoritbildung ist ein diagenetischer Vorgang. Auf oceanischen Koralleninseln bilden sich bekanntlich in regenarmen Regionen Anhäufungen von Vogelmist, die als Guano eine grosse Bedeutung gewinnen.

Auf Sombrero[1]) wie auf Curaçao[2]) sind die liegenden Korallenkalke durch den Guano in phosphorsauren Kalk umgewandelt. Obwohl bisweilen die Korallenkelche noch ausgezeichnet erhalten sind, so besteht der Stock doch aus Phosphorit. Auf Curaçao reicht diese umgewandelte Kalkzone 218 m unter den Meeresspiegel, der Kalk selbst hat eine Mächtigkeit von 20 m.

Dass übrigens nicht allein durch Guano die Phosphorsäure geliefert wird, beweisen die phosphorsauren Kalke der Lahngegend[3]), die dieselbe durch Auslaugung der nahen phosphorhaltigen Diabase erhielten. Andere Phosphorite[4]) entstanden durch Auslaugung phosphorhaltiger Schiefer.

Durch Einwirkung schwefelhaltiger Quellen wandeln sich Korallenkalke sogar in Gyps um, oder sind mit Schwefelpulver imprägnirt. Solche diagenetische Vorgänge beobachtet man an verschiedenen fossilen Korallenfelsen der Sinaihalbinsel bei Tor, sowie am G. Set[5]), G. Kebrit und bei Gimsäh[6]) an der Westküste des Rothen Meeres. Hier findet man 2 mm grosse Schwefelkrystalle dem, in 6 m dicke Bänke zerfallenden, Gyps eingesprengt. Die Gypsfelsen sind umgewandelte Korallenkalke.

Das Problem der Bildung mariner Eisengesteine scheint ebenfalls zur Diagenese zu gehören. Denn in den Eisenoolithen sind nicht nur die oolithischen Sedimente, sondern oftmals auch die darin vorkommenden Fossilien vererzt. Leider habe ich nur wenige Detailuntersuchungen darüber finden können, wie solche diagenetische Vererzung eines ursprünglichen Kalklagers stattfindet. Von marinen Vorkommnissen verweise ich auf die früher (S. 215) beschriebenen Globigerinen, welche einen eisenreichen Steinkern umschliessen.

Bei der Schiffbarmachung der Dschumna[7]) in Indien, fand man viele fossile Säugethierknochen, welche theilweise schwarzbraun und glänzend waren, einen muscheligen Bruch erkennen liessen und fast ganz in Eisenoxydhydrat umgewandelt waren, während der Schmelz der Zähne ganz weiss geblieben war.

Auch die Verkieselung organischer Kalkreste und Kalklager gehört in das Gebiet der Diagenese. Wie schon v. Buch[8]) betont, findet die Verkieselung organischer Kalkreste, nie auf der Schaale selbst statt, sondern setzt stets eine vorexistirende organische Materie

1) Sandberger, Neues Jahrb. für Min. 1864, S. 631, Ref.
2) Martin, Petermanns Mitth. XXXIV, Lit., S. 97.
3) Petersen, Verh. k. Geol. Reichsanstalt 1868, S. 346.
4) Schwackhoefer, Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1871, S. 214.
5) G. Schweinfurth, Zeitschr. für Allg. Erdkunde 1865, S. 298.
6) G. Schweinfurth, Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde. Berlin 1868. S. 525.
7) Neues Jahrb. für Min. 1838, S. 445.
8) v. Buch, das. 1831. S. 465.

voraus. Darin bildet sich nun eine kleine Kugel von Kieselhydrat, welcher sich erhebt, ausdehnt und verdichtet. Um den ersten Kieselkern bildet sich später ein Kieselring, und indem solche Ringe immer aufs Neue sich ansetzen, wandelt sich endlich die ganze Masse in Kiesel um. Andere Beobachter [1]) haben diesen Vorgang nur bestätigen können.

Auf diese Weise werden nicht nur einzelne Fossilien (Austern in Aegypten, Korallen in Nattheim etc), sondern ganze Kalkfelsen (Kalk vom Iberg) langsam mit Kieselsäure imprägnirt.

Die Frage nach der Bildung der Feuersteinknollen in der Schreibkreide ist in der Mitte dieses Jahrhunderts vielfach Gegenstand der Discussion gewesen, und während die einen Autoren für alle Flinte annahmen, dass sie Kieselschwämme gewesen seien, haben andere diese Meinung ebenso grundsätzlich bekämpft. Darüber kann kein Zweifel herrschen, dass manche Feuersteine Spongien sind. Ich besitze eine Flintknolle, deren Inneres so zweifellos das Kanalsystem einer Spongie zeigt, in der noch die Nadeln theilweise freiliegend gefunden werden, dass kein Zweifel über die Entstehung des Gebildes herrschen kann. Ebenso sicher aber ist es, dass andere und zwar die Mehrzahl der Flintknollen diagenetisch entstandene Concretionen sind. Bald haben sie sich um eine *Belemnitella*, bald um eine *Rhynchonella* gebildet, oder man findet sie als Steinkerne von *Ananchytes*.

Gerade an diesen Seeigelschaalen kann man beobachten, dass die Kieselsäurelösung erst den Hohlraum auskleidet, dann aus Mund- und Afterlücke herauswächst, und endlich auch die äussere Oberfläche des Seeigels umhüllen kann.

In der obengenannten Spongie liegen viele halb oder ganz verkieselte benthonische Foraminiferen (*Rotalia, Textularia* u. s. w.), welche auch dafür sprechen, dass schwache Kiesellösungen die Kreide durchtränkt haben und später an einzelnen Stellen zur Ausfällung kamen. Sogar kleine gangartige Feuersteinausscheidungen sind an den Felsen von Jasmund zu beobachten.

Schwieriger ist die Frage zu beurtheilen woher die Kieselsäure stammt. Denn nach den Untersuchungen von Ruest können nicht aufgelöste Radiolarienschaalen als Quelle derselben angenommen werden.

IV. Betrachten wir zum Schluss noch die Diagenese vulkanischer Ablagerungen, so ist dieselbe bei Laven zimlich einfach. Wie Judd [2]) wahrscheinlich macht, wachsen die Krystalle in der Lava nicht nur während, sondern auch nach dem Erkalten. In den Blasenräumen und Dampfporen scheiden sich Krystalldrusen aus, wodurch die Laven später als Mandelsteine erscheinen. Von den kleinen Zeolithmandeln bis zu grossen Achatdrusen findet man alle Uebergänge. Während sich die früher betrachteten Concretionen von einem Centrum aus peripherisch wachsend entwickeln, bilden sich diese Drusen und Mandeln als Secretionen von der Wand des Hohlraumes nach Innen wachsend.

---

1) Vergl. A. Brongniart, Neues Jahrb. f. Min. 1832, S. 297. Deike, das. 1854, S. 652.

2) Judd, Quaterly Journal Geol. Soc. 1889, S. 175,

Die Soolquellen[1]) der Pfalz sind Auslaugungen aus den Melaphyren. Man kann sogar durch Kochen des Melaphyrs mit Wasser eine Salzlösung mit ganz ähnlichen chemischen Eigenschaften erzeugen.

So werden leicht lösliche Bestandtheile aus der Lava ausgewaschen, und endlich beginnt die früher geschilderte Verwitterung als Fortsetzung der Diagenese.

Die Diagenese der Tuffe besteht in der Verhärtung der lockeren Aschen, Auslaugung der in Wasser löslichen Bestandtheile, und endlich in der Bildung von Concretionen. Nordöstlich der Solfatara wird ein Tuff gegraben, in dem sich der Eisengehalt zu runden Concretionen verdichtet hat.

Werfen wir jetzt einen Rückblick auf die bisher betrachteten Erscheinungen der Diagenese, so müssen wir nochmals betonen, dass gerade hier viel wichtiges noch wenig untersucht ist. Es mag sein, dass in der Literatur noch manche einzelne wichtige und interessante Angabe zu finden ist, die mir entging; aber an methodischen Untersuchungen fehlt es, und es eröffnet sich hier ein Feld der interessantesten Studien.

Besonders möchte ich auf die Wichtigkeit der Spaltpilze für viele Vorgänge der Diagenese hinweisen. Manche bisher durch chemische und physikalische Experimente noch nicht aufgeklärte Veränderung mechanischer und organischer Ablagerungen dürfte auf Umwandlungen im marinen Grundwasser unter Vermittlung der Bakterien zurückgeführt werden können.

---

1) Laspeyres, Z. der deutsch. geol. Ges. 1868, S. 186.

14. Die Metamorphose.

In dem einleitenden Kapitel haben wir auf den Unterschied hingewiesen, der zwischen einer Ablagerung und einem Gestein besteht. Die Ablagerung ist eine Bildung der Gegenwart, das Gestein wurde in der geologischen Vergangenheit gebildet.

Aber nächst diesem, mehr ideellen Gegensatz zwischen Ablagerung und Gestein, beobachten wir oftmals auch thatsächliche Unterschiede in den Eigenschaften beider Gebilde. Statt der lockeren vulkanischen Aschen, sehen wir verkittete Tuffsteine, statt der recenten Muschelbänke beobachten wir krystallinische Kalke, und thonige Schlammmassen treten uns in der Erdrinde als Schiefergesteine entgegen.

Die Umänderungen der physikalischen und der chemischen Beschaffenheit ehemaliger Ablagerungen in Gesteine, vollzieht sich theilweise schon während, oder wenigstens kurz nach Abschluss der Auflagerung. Und diese Umwandlungsvorgänge, welche, ohne das Hinzutreten specifischer metamorphosirender Kräfte, Ablagerungen in Gesteine verwandeln, haben wir als Diagenese in dem lezten Abschnitt besprochen.

Aber es giebt noch andere Unterschiede, welche wir zwischen den am Aufbau der Erdrinde selbst betheiligten Gesteine leicht beobachten können; Unterschiede, welche eine so abgegrenzte Verbreitung in der Erdrinde besitzen, dass wir specifische, zeitlich und räumlich begrenzte Kräfte annehmen müssen, als deren Wirkung jene Umwandlungen erscheinen. Wir nehmen solche metamorphische Eigenschaften wahr, wenn wir ein Gestein von einem vulkanfreien Gebiet nach der Ausbruchsstelle eruptiven Materials verfolgen, wir erkennen ähnliche Gesteinsveränderungen, wenn wir von einem ungestörten Tafelland gegen eine Gebirgsfalte vorschreiten. Wir sehen diese Umwandlungen da am deutlichsten ausgebidet, wo die Einwirkung vulkanischer Wärme und des Gebirgsdruckes am heftigsten gewesen sein muss.

Man pflegt zu betonen, dass es vier metamorphosirende Kräfte giebt, nämlich: Druck, Wärme, Feuchtigkeit und Zeit; und dass die oft so verschiedenartigen Wirkungen der Metamorphose durch die wechselnde Combination dieser vier Faktoren bedingt sei.

Obwohl in der Mehrzahl der Fälle auch thatsächlich diese vier Kräfte gemeinsam thätig sind, indem sie sich gegenseitig unterstützen und ihre Wirkung steigern, so scheint es uns nützlich, hier abzusehen

von diesen verwickelten Combinationen, und soweit es möglich ist, die metamorphosirenden Ursachen isolirt zu betrachten.

Und so folgen wir dem Sprachgebrauch, indem wir nach dem Vorwiegen der einen oder anderen Kraft, die Metamorphose durch vulkanisches Magma, oder die Kontaktmetamorphose, von der Metamorphose durch Gebirgsdruck, oder Druckmetamorphose unterscheiden.

I. Die Kontaktmetamorphose ist unter allen Umständen räumlich an die Nähe eines eruptiven Gesteins gebunden. Zwar haben nicht alle Eruptivgesteine Kontaktwirkungen erzeugt, aber wo wir die letzteren sehen, da finden wir auch einen vulkanischen Herd.

Die Wirkungen der Kontaktmetamorphose sind folgende:

1) werden Mineralien und Gesteine geschmolzen, und verlieren petrographische Eigenschaften, die sie vorher besassen. (Frittung, Verglasung u. s. w.);
2) bilden sich neue chemische Verbindungen zwischen vorher getrennten Atomen, und neue Krystalle von vorher nicht vorhandenen Mineralien. (Kontaktmineralien.)
3) ändert sich die chemische Bauschanalyse des durch Metamorphose veränderten Nebengesteins, indem Atomgruppen darin auftreten, welche vorher in den Dämpfen des Eruptivgesteins enthalten waren;
4) verschwindet in einzelnen Fällen die Schichtung von Kalksteinen.

Die Kontaktmetamorphose ist im Allgemeinen an der Berührungsstelle der beiden Gesteine am stärksten, und nimmt von hier in einzelnen Zonen graduell ab.

Betrachten wir zuerst einige Beispiele von Kontaktmetamorphose durch Granit.

Am Granitit von Barr-Andlau in den Vogesen fand Rosenbusch[1]) drei Zonen gesteigerter Kontaktwirkung. Zu äusserst sind die Steiger Schiefer in Knotenthonschiefer (Fleck-, Frucht- oder Knotenschiefer mit unveränderter Grundmasse), dann näher am Granitit in Knotenglimmerschiefer (mit krystallinisch gewordener Grundmasse), endlich in Andalusithornfelse umgewandelt.

Der silurische fossilführende Sandstein von Guéméné in Frankreich[2]) zeigt in der Umgebung des dortigen Granitstocks folgende Veränderungen: Indem man sich dem Granit nähert, sieht man zu äusserst die Quarzbruchstücke sich abrunden oder hexagonal werden, neben dem die Sandkörner verkittenden weissen Glimmer und Thon findet sich schwarzer Glimmer ein; noch näher am Granit treten Sillimanit und Cordierit auf, und endlich sehen wir im Granitkontakt den Sandstein verwandelt in ein Gestein, das aus Zirkon, Apatit, Quarz, schwarzem Glimmer, Sillimanit, Cordierit, Eisenoxyd, Rutil, Orthoklas, Oligoklas, Mikroklin und weissem Glimmer besteht.

Der Turmalingranit von Eibenstock[3]) hat die Phyllite, in denen er erstarrte und erkaltete, hochgradig metamorphosirt. Als erstes An-

---

1) Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone 1877.
2) Barrois, Ann. Soc. Geol. du Nord. Lille 1884, XI, S. 139.
3) Credner und Dalmer, Erl. zur Geol. Sp.-Karte von Sachsen, Section Schneeberg 1883, S. 36.

zeichen der beginnenden Metamorphose pflegen sich in der sonst noch völlig unveränderten Schiefermasse spärliche blasse, sowie kleine, unregelmässig vertheilte dunkle Flecke einzustellen, die grösser werden und die Form von Getreidekörnern, seltener von Büscheln oder Garben annehmen. Es ist dieses erste Stadium der „Fruchtschiefer mit unveränderter Schiefermasse". Weiterhin erhalten die Schiefer einen lebhafteren Glanz und einen krystallinischeren Habitus. Es haben sich grössere Blättchen von Kaliglimmer und Quarzkörnchen ausgeschieden, statt des Chlorits entwickelt sich brauner Magnesiaglimmer, sowie spärliche Rutilnädelchen.

In noch grösserer Nähe des Granites nehmen die Schiefer eine feinschuppige Textur an, die Glimmerblättchen werden mit blossem Auge sichtbar, und es tritt spärlicher Andalusit auf.

Das letzte, höchste Stadium der Metamorphose endlich stellt sich dar, als ein undeutlich schiefriges, bis völlig massiges, durch und durch schuppig-krystallinisches Gestein, der Andalusitglimmerfels, der aus Kali- und Magnesiaglimmer, Quarz und Andalusit besteht.

In der westlichen Lausitz [1]) sind die Grauwackengesteine durch Granit metamorphosirt. Es entstanden dabei krystallinische Grauwacken, Knoten- und Fleckengrauwacken und Quarzglimmerfels. Das wesentlichste Neubildungsprodukt ist der Muskovit, ausserdem treten lauchgrüner Glimmer, Biotit, Quarz, Feldspath und Turmalin als neugebildete Mineralien auf. Muskovit, Feldspath und Cordierit finden sich mit skelettartigem Bau.

In den durch Kontaktmetamorphose veränderten Kieselschiefern von Burkhardtswalde [2]) ist die darin fein vertheilte kohlige Substanz zu Graphit geworden.

Der Syenit bildet vielfach ganz ähnliche Contakthöfe. Bei Miltitz [3]) sind silurische Gesteine metamorphosirt. Die Thonschiefer und schieferigen Grauwacken sind in Andalusitbiotitschiefer, Andalusitglimmerfels oder Sillimanit führende Quarzbiotitschiefer; in weiterer Entfernung aber in Knotenglimmerschiefer mit Cordierit und Quarzbiotitschiefer verwandelt. Die Kiesel- und Alaunschiefer enthalten selbst fern von dem Contakt noch zahlreiche Andalusite in Form von Chiastolith; die Diabastuffe wurden zu dünnplattigem Strahlstein, und Anthophyllitschiefer unter gleichzeitiger Neubildung von Orthoklas und Plagioklas; während die damit verbundenen Kalklager zu grobkrystallinischem Marmor umgewandelt wurden mit Neubildung von Granat, Vesuvian, Epidot, Zoisit, Augit, Hornblende, Biotit, Cordierit und Anthophyllit.

Als Beispiel für Diorit-kontakt wähle ich die Tonalite [4]) der Adamellogruppe, wo die Kontakterscheinungen bis auf 14 km Entfernung vom Eruptivgestein verfolgt werden können. Hier sind in der äusseren Zone Gneisse und Glimmerschiefer durch Neubildung von Cordierit, Andalusit und faserigem Orthoklas verändert. In der inneren Kontaktzone finden sich bei überwiegendem Auftreten von Cordierit

1) Hermann & Weber, Neues Jahrb. für Min. 1890, II, S. 187.
2) Beck & Luzi, das. 1891, II, S. 32.
3) Credner & Sauer, Erl. zur Geol. Sp.-Karte von Sachsen 1889, Section Meissen, S. 68.
4) Salomon, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Berlin 1890, S. 501.

und Andalusit richtungslos struirte Cordieritfelsen, das Gestein ist basischer und die Vermuthung liegt nahe, dass auch diese Eigenschaft eine durch Metamorphose erworbene ist. Einzelne im Tonalit [1]) eingeschlossene Bruchstücke sind in Amphibolit, Pyroxenit und Amphibolgneiss verwandelt; wie SALOMON hervorhebt zeichnen sich die bei derartiger Kontaktmetamorphose entstehenden Mineralien wie Cordierit, Andalusit, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Muskovit, Biotit, Hornblende, Augit, Titanit, Turmalin durch eine siebartige, skelettartige oder schwammige Struktur aus, die man als „Kontaktstruktur“ bezeichnen darf.

Auch Diabas wirkt als Kontaktgestein metamorphosirend. Bei Weilburg [2]) erhalten die oberdevonischen Cypridinenschiefer mit eingeschlossenen Kalkknollen eine optisch deutlich erkennbare Grundmasse und werden in Kalksilikathornfelse mit Granat und anderen, wegen ihrer Kleinheit schwer bestimmbaren Mineralien verwandelt.

In New-Jersey [3]) ist im Liegenden der Diabase ein obertriassischer Schiefer in Hornfels, oft mit reichlichem Turmalin; Arkosesandstein ist in ein weisses Gestein von Felsspath, Quarz, Hornblende und Zirkonkörnern metamorphosirt. Auch Kalksilikathornfelse sind als Kontaktgesteine vorhanden.

Die lösende, zersetzende Wirkung der Kontaktwärme wird noch wesentlich erhöht durch Gase und Dämpfe; und da Exhalationen [4]) von Schwefelgas, schwefliger Säure, Salzsäure, Kohlensäure, Flusssäure, Schwefelsäure, Eisenchlorid, Chlornatrium, Chlorkalium und anderen Verbindungen in den Fumarolen des Vesuv beobachtet wurden, so ist es leicht verständlich, dass diese Gase eine wichtige Rolle in der Kontaktwirkung vulkanischer Hitze spielen. Die blosse Temperaturerhöhung bei vulkanischen Eruptionen reicht z. B. nicht aus um Sandstein zu schmelzen; aber bei Anwesenheit [5]) von sublimirtem Chlornatrium wird dieses in der Hitze bei Gegenwart von Silikaten durch Wasserdampf in Natron und Salzsäure zerlegt. Das Natron schmilzt (ähnlich wie bei Bildung der Glasur des gemeinen Steingutes) mit den Silikaten zu Glas zusammen, und solche verglaste, gefrittete Sandsteine sind eine häufige Begleiterscheinung vulkanischer Eruptionen.

Während glasig oder felsitisch erstarrte Eruptivgesteine häufig keine, oder doch nur eine sehr geringfügige Metamorphose auf ihr Nebengestein ausgeübt haben, finden wir in der Regel die Kontaktmetamorphose um so deutlicher und wirksamer ausgebildet, je mehr das Eruptivgestein vollkrystallinisch erstarrt ist. Da sich nun diese vollkrystallinischen Gesteine, wie Granit, Syenit, Diorit durch ihren petrographischen Charakter und ihre geologische Lagerung als „Tiefengesteine“ charakterisiren, da wir berechtigten Grund zu der Annahme haben, dass sie überaus langsam erstarrten, so ist der Schluss unabweisbar: dass die stärkere Kontaktwirkung dieser Tiefengesteine wesentlich eine Folge der langsamen Abkühlung ist.

---

1) SALOMON, Neues Jahrb. für Min. 1891, Beilageband VII, S. 482.

2) GREIM, Neues Jahrb. für Min. 1888, I, S. 23.

3) ANDREAE & OSANN, Verh. des Naturhist. med. Vereins. Heidelberg, N. F. V, 1., 1892.

4) J. ROTH, Der Vesuv, S. 310.

5) ROTH, Allg. und Chem. Geologie, III, 1, S. 73.

Folgende Beispiele erläutern das Verhalten von geschichteten Gesteinen: Die ungleiche Beschaffenheit [1]) der durch Kontaktmetamorphose veränderten Schichten des Buntsandsteines, an der Stopfelskuppe bei Eisenach, tritt in dem ungleichen Verhalten hervor: einzelne Lagen sind vollständig zu grünem Glas zerschmolzen, andere sind nur gefrittet.

Der krystalline Kalk [2]) im Kontakthof des Granits bei Berggiesshübel verdankt seine dunkelgraue Streifung einem, meist lagenweise angereicherten kohligen Pigment.

Am Hornblendegranit bei Weesenstein, wo ein ehemaliger Thonschiefercomplex mit dünnen Lagen oder dickeren Bänken von Kalkstein metamorphosirt ist, wurde der Schiefer zu Hornfels, die Kalkschmitzen zu einem augitreichen Gestein, die Kalkbänke aber zu grobkrystallinischem Marmor.

Dagegen werden in einigen Fällen auch Profile beschrieben, bei denen geschichtete Kalke in der Nähe des Eruptivgesteines ihre Schichtung verloren haben:

An dem Kontakthof [3]) des Adamello-Tonalits ist die Schichtung des Muschelkalkes nahe dem Tonalit völlig verloren gegangen oder undeutlich geworden, die Petrefakten sind zerstört und verschwunden.

Dagegen hat der umgewandelte Muschelkalk seine Schichtung um so besser bewahrt, je weiter wir uns vom Tonalit entfernen; im weissen Marmor dieser Zone sind noch einige Trochiten erhalten, die Schichten, welche reicher an Kieselsäure waren, als andere, sind noch dunkel gefärbt, erfüllt mit feinen Nadeln und kleinen Krystallen von Kalksilikaten, während zwischen denselben die reineren Kalkbänke in weissen Marmor umgewandelt sind [4]).

Betrachten wir jetzt den Kontaktvorgang, so zerfällt derselbe in drei zeitlich verschiedene Stadien. Ein wärmeres Gestein (das eruptive Magma) wirkt auf ein weniger warmes Gestein (das Nebengestein) ein, hierbei nimmt die Temperatur des letzteren zuerst zu, bleibt eine gewisse Zeit hindurch auf ihrem Höhepunkt, und nimmt dann wieder ab.

Die Kontakterscheinungen beobachten wir also an einem erwärmten und wieder abgekühlten Gestein, und demgemäss müssen wir auch die Kontaktwirkungen 1) in solche zerlegen, welche bei steigender Temperatur entstanden, 2) in solche, die bei hoher Temperatur sich bildeten, und 3) in solche, die bei der folgenden Abkühlung in die Erscheinung traten.

Sehr richtig hat LEPSIUS [5]) diese Phasen der Kontaktmetamorphose auseinander gehalten, wenn er sagt: Die Moleküle der Mineralien im Muschelkalk des Adamellostockes wurden beweglich durch Lösung auf chemisch-wässrigem Wege in Gegenwart von Druck und hoher Temperatur; bei der allmäligen Abkühlung der Lava erkaltete auch

---

1) J. ROTH, Allg. und Chem. Geol., III, 1, S. 76.

2) BECK, Tschermacks Min. und Petrogr. Mitth. 1893, S. 318.

3) LEPSIUS, Geologie von Attika, S. 184.

4) Anmerkung. Angaben über die Zerstörung der Schichtung in nichtkalkigen Gesteinen habe ich nicht auffinden können; es wäre sehr wichtig, gerade diesen Gegensatz näher zu beleuchten.

5) LEPSIUS, Geologie von Attika, S. 184.

das anliegende Sedimentgestein, und krystallisirten die gelösten Moleküle wieder zu Mineralien aus. Versuche mit erhitztem und wieder abgekühltem Kampfer erläutern die Zweitheilung des Phänomens, und die verschiedene Wirkung steigender und sinkender Temperatur.

Es scheint, dass die Frittung und Verglasung des Nebengesteins zu den Wirkungen steigender Temperatur gehört; dagegen dürfte die Krystallisation vieler in der Hitze neugebildeter Verbindungen zu Kontaktmineralien oftmals erst während der Abkühlung des Magmas und des Nebengesteins entstanden sein.

II. Obwohl alle Kontaktmetamorphosen unter einem bestimmten Atmosphärendruck verlaufen, und nur dann vollständig erkannt werden können, wenn man auch die Druckwirkung zugleich mit in Rechnung zieht, so wollen wir hier von dieser Combination absehen, und jetzt auch die Druckmetamorphose ohne Berücksichtigung der dabei auftretenden Temperaturveränderungen ins Auge fassen.

Eigentlich gehört jede Verwerfung und jede Falte zu den Wirkungen des Gebirgsdruckes. Im Besonderen pflegt man gewisse petrographische Veränderungen der dislocirten Gesteine als Druckmetamorphose zu bezeichnen. Stark gefaltete und gepresste Gesteine zeigen:

1) eine Veränderung ihrer krystallinischen Beschaffenheit,
2) die Entstehung von Schieferung und verwandten mechanischen Umformungen.

Mikrokrystallinischer Kalk ist in grobkrystallinischen Marmor verwandelt. Thonschiefer ist in Phyllit umgewandelt; die runden Eisenoolithe des Doggers an der Windgälle sind zu flachen Linsen ausgepresst, und Krystalle von Magneteisen sind neu darin entstanden. Wenn in diesen Fällen die den Druck begleitende Wärme auch vielfach als bewirkende Ursache mit herangezogen werden muss, so ist es doch wohl allgemein anerkannt, dass die „Schieferung“ durch den blossen Druck, ohne wesentliche Betheiligung einer Temperaturerhöhung entstanden ist. Wir wollen daher uns auf das Phänomen der Schieferung hier beschränken.

Unter Schieferung[1]) versteht man die sekundäre Entstehung von regelmässigen parallelen Spaltungsflächen innerhalb eines Gesteins. Diese Flächen geringerer Cohärenz sind unabhängig von der Orientirung der Schichtungsflächen, und schneiden dieselben meist unter einem bestimmten Winkel. Die Schieferungsflächen sind auch unabhängig von den Fallen der Schichten, und bleiben gewöhnlich untereinander parallel, auch wenn der Fallwinkel der Schichtungsflächen wechselt. Die Schieferungsflächen entsprechen oft dem Streichen der Gebirgsfalten, doch weichen sie in anderen Fällen davon ab.

Wenn das Streichen der Schieferung immer zusammenfiele mit dem Streichen der gefalteten Schichten, so würde man dem in der Geologie vielbetonten Satz, „dass die Schieferungsflächen senkrecht zu dem ausgeübten Druck stehen“, unbedenklich beistimmen können; man

1) Loretz, Jahresbericht über die Senckenberg. Naturforschende Gesellschaft 1879/80, S. 61.

würde auch diesen Satz für richtig halten müssen, wenn er durch die Experimente bestätigt worden wäre. Allein beides ist nicht der Fall. Die Schieferung streicht oftmals unabhängig vom Streichen der Gebirgsfalten, und in den von TRESCA und DAUBRÉE[1]) angestellten Versuchen entstand Schieferung nicht nur senkrecht zum Druck, sondern sogar in der Richtung des ausgeübten Druckes: „Bisher wurde die Schieferstruktur der Gesteine nur künstlich nachgemacht, durch einen senkrecht auf die Schieferungsebene ausgeübten Druck. Bei den beschriebenen Versuchen sieht man nun aber eine ausgezeichnete Schieferung, die unter abweichenden Bedingungen hervorgebracht ist. Denn hier werden die Schieferblätter, und zwar in Streifen von mehreren Metern Länge, in der Richtung des Druckes und der Bewegung selbst hervorgebracht."

Betrachten wir die Anordnung der genannten Versuche, so ist allen denselben gemeinsam die Thatsache, dass das gepresste Material (Thon, Stearin, Wachs, Eisen, Blei) dem Drucke ausweichen konnte. Stets hat man dem gepressten, gewalzten oder gedrückten Material Gelegenheit gegeben, aus einer Oeffnung auszutreten und hier beobachtete man Schieferung. Auch die von den Experimentatoren ausgesprochene Meinung über das Wesen der Schieferung gipfelt darin, dass ein Aneinandervorbeigleiten der kleinsten dem Drucke ausweichenden Theilchen stattfinde, und hierbei Schieferung entstehe.

Aus dem Gesagten ziehen wir daher folgenden Schluss: Schieferung ist eine Ausweichungserscheinung, und die Schieferungsflächen stehen parallel der Ausweicherichtung. Auf die Richtung des ausgeübten Druckes kommt es also viel weniger an, als auf die Richtung, nach welcher das gedrückte Material ausweichen kann. Stehen Druckrichtung und Ausweicherichtung senkrecht aufeinander, wie in den Versuchen mit gewalzten Metallen, so steht natürlich die „Schieferung senkrecht zur Druckrichtung". Und wenn eine Gesteinsmasse durch Seitenschub gefaltet und gepresst wird, so kann sie in der Mehrzahl der Fälle nur senkrecht zu der Richtung des Seitenschubes d. h. centrifugal, ausweichen, deshalb stehen die Schieferungsklüfte so oft parallel dem Streichen gefalteter Schichten.

Die Frage ob Schieferung während der Druckzunahme oder erst während der darauffolgenden Druckabnahme in die Erscheinung tritt, würde uns zu sehr in das Detail physikalischer Probleme hineinführen. Die Aufgabe dieses Abschnittes konnte nur sein, darauf hinzuweisen, dass sowohl bei der Kontakt- wie bei der Druckmetamorphose das Stadium der Kraftzunahme von demjenigen der Kraftabnahme scharf zu unterscheiden ist, und dass die Resultate der metamorphosirenden Ursache in solche zerfallen, welche durch steigende Wärme und steigenden Druck entstehen und solche, die erst während der Wärmeabnahme und bei dem Nachlassen des Druckes, bei dem Ausweichen des gedrückten Materials, in die Erscheinung treten.

1) DAUBRÉE, Synthetische Versuche zur Experimentalgeologie, S. 313, 323.

B. Die Faciesbezirke der Gegenwart.

15. Das Festland (allgemeine Uebersicht).

Als Festland bezeichnet man alle Theile der Lithosphäre, welche aus der Hydrosphäre herausragen; es ist das trockene Land im Gegensatz zu den wasserbedeckten Gebieten. In dieser weiten Fassung ist aber der Begriff des Festlandes, sofern es sich um eine ausgedehntere Region handelt, nicht gut auf die Erdgeschichte übertragbar. Denn wenn wir, streng genommen, zur Hydrosphäre nicht nur das Meer, sondern auch die Flüsse und Seen, die bleibenden und vorübergehenden Wasseransammlungen rechnen, so schrumpft das Festland so zusammen, dass höchstens die Wüsten als wirkliches Festland angesprochen werden dürften. Wir müssen daher den Begriff des Festlandes aus geologischen Gründen etwas anders formuliren, und mehr den Gegensatz zu dem Meere betonen. Infolgedessen bezeichnen wir als Festland: die augenblicklich vom Meere nicht bedeckten, und durch das Litoralgebiet vom Ocean getrennten Regionen der Lithosphäre. Die Küste und das Litoral ist, wie wir früher schon auseinander gesetzt haben, ein vermittelndes und zugleich trennendes Gebiet zwischen Meer und Festland.

Während der Meeresboden überall durch die Hydrosphäre den Angriffen der Atmosphäre entzogen, und infolgedessen vor allen Erscheinungen der Erosion und Deflation geschützt ist, während am Meeresgrunde die neugebildeten Ablagerungen gewöhnlich liegen und erhalten bleiben, herrscht auf dem Festland die Denudation in ausgiebiger Weise. Ueberall beobachten wir, dass eben gebildete Ablagerungen wieder zerstört, weitergetragen, denudirt werden, und an allen Orten sehen wir Denudationsflächen.

Diese Häufigkeit der Denudationsflächen auf dem Festland ist schon frühzeitig von Geologen betont und daraus der Schluss gezogen worden, dass Meeresgrund und Festland durchschnittlich in dem Gegensatz wie Auflagerung und Denudation stehen. So berechtigt diese Ansicht auch sein mag, wenn wir die Mehrzahl der Fälle ins Auge fassen,

so wird sie doch verhängnissvoll, wenn wir sie als ausnahmloses Gesetz hinstellen.

Und obwohl sicherlich kein Geologe behaupten wird, dass auf dem Festland nur Denudation, am Meeresgrund nur Anflagerung stattfindet, so begegnet man in der erdgeschichtlichen Literatur doch häufig dem Bestreben, festländische Zustände aus dem Mangel an Ablagerungen, aus discordanten Denudationsflächen allein zu erschliessen, und die Bildung jeder beliebigen geschichteten Ablagerung unter den Spiegel der Hydrosphäre, des Meeres zu verlegen.

Mit anderen Worten: man beurtheilt die Verbreitung fossiler Meere nach der Anwesenheit von geschichteten Ablagerungen, und die Verbreitung fossiler Festländer nach dem Mangel von Ablagerungen.

Während man also für die Existenz und Rekonstruktion fossiler Meere nach positiven Charakteren sucht, erschliesst man die Vertheilung fossiler Festländer aus negativen Charakteren.

Es ist ein grosser Mangel aller erdgeschichtlichen Karten, aller Schilderungen früherer Zustände der Erdoberfläche, dass man in dieser Hinsicht Meer und Festland so ungleich behandelt, und es ist die Aufgabe der folgenden Kapitel: alle positiven Merkmale für die Beurtheilung fossiler Festländer zusammenzustellen, und jenem Mangel in der geologischen Schlussfolgerung dadurch abzuhelfen.

Der Geologe ist gewohnt, und die Natur seiner Beobachtungsobjekte bringt dies mit sich, jeden prähistorischen Zeitabschnitt auf dem senkrechten Durchschnitt des Profils zu betrachten. Auf dem Profil sehen wir Ablagerungen und discordante Denudationsflächen, in dem Profil beurtheilen wir heteropische Facies, in dem Profil gliedern wir die Aufeinanderfolge der Schichten.

Diese Betrachtungsweise im optischen Durchschnitt ist aber nur eine Seite der Aufgabe, sie muss ergänzt werden durch die Betrachtung in der Fläche. Wenn wir Erdgeschichte treiben wollen, müssen wir die, im senkrechten Durchschnitt des Profils gewonnenen, Beobachtungen in eine horizontale Fläche projiciren, müssen wir den damaligen Zustand der Erdoberfläche aus der Vogelperspektive betrachten.

Mit anderen Schwierigkeiten ähnlicher Art hat aber die ontologische Methode zu kämpfen. Wir sehen den gegenwärtigen Zustand der Erdoberfläche nur aus der Vogelperspektive an, wir betrachten und beobachten nur das Nebeneinander der Erscheinungen, und sind nicht gewohnt, den Zustand der Gegenwartsperiode auf dem senkrechten Durchschnitt zu sehen.

Wenn wir eine exakte Erdgeschichte auf Grund der ontologischen Methode treiben wollen, so müssen wir uns daran gewöhnen, die im senkrechten Profil beobachteten Verhältnisse einer früheren Periode auch flächenhaft zu sehen, so müssen wir andererseits die Periode der Gegenwart im senkrechten Profil zu betrachten suchen. Das letztere ist die Aufgabe unserer Lithogenesis. Wir haben uns bemüht und seit Jahren geschult, die Erscheinungen der Gegenwart in die Profilansicht zu übersetzen, und hoffen in den folgenden Abschnitten, diese Betrachtungsweise der heutigen Erdoberfläche so durchführen zu können, dass der erdgeschichtlich arbeitende Geologe, durch den Vergleich

recenter Erscheinungen angeregt wird, auch seinerseits seine Profile in die Fläche zu übersetzen.

Auf den geographischen Karten der gegenwärtigen Erdoberfläche bildet der Gegensatz zwischen Ocean und Festland den vornehmsten Gegenstand der Darstellung; und für die menschliche Kultur ist wohl auch kein anderer geographischer Charakter von annähernd hoher Bedeutung. Allein wenn wir die heutige Erdoberfläche darnach beurtheilen, wie sie fossil werden und einem künftigen Geologen auf dem Querschnitt des Profils zur Untersuchung vorgelegt werden könnte, so tritt der Gegensatz zwischen Meeresgrund und Festland zurück, und dafür sehen wir in erster Linie als regional entgegengesetzte Vorgänge und Zustände der heutigen Erdrinde: Denudation und Auflagerung. Es giebt Flächen am Meeresboden, die sich durch Denudation auszeichnen, und manche Gebiete des Festlandes sind Regionen der Apposition. Wir können im geologischen Profil zuerst nur entscheiden ob Denudation oder Auflagerung vorliegt, die Frage nach der festländischen oder marinen Entstehung einer Ablagerung oder einer discordanten Trennungsfuge, bedarf genauerer Prüfung, und deckt sich nicht mit dem ersten Urtheil.

Mit anderen Worten: wir können für eine bestimmte Stelle der Erdrinde und einen gegebenen Abschnitt der Erdgeschichte den festländischen Charakter nicht an dem negativen Merkmal, dem Fehlen geschichteter Ablagerungen, erkennen, sondern wir müssen Festländer aus positiven Anzeigen erschliessen.

Um dieses Ziel zu erreichen könnte man zuerst daran denken, mit Hilfe organischer Reste den festländischen Charakter des umhüllenden Gesteins zu beweisen, aber dieser Beweis ist oft schwer zu führen. Eine grosse Zahl von festländischen Ablagerungen, welche wir vor unseren Augen entstehen sehen, enthalten keine organischen Reste, und es ist unwahrscheinlich, dass ihre prähistorischen Aequivalente solche Reste in grösserer Zahl enthalten möchten. Die Dünensande des Litorals und der Wüsten, die Moränen des Polargebietes und der Gletscher, die Flussablagerungen und Deltagebilde sind meist fossilleer, und deshalb ungeeignet, um paläontologische Beweise für ihre festländische Entstehung darzubieten.

In vielen Fällen kennt man aber die paläontologischen Reste landbewohnender Pflanzen und Thiere — nur scheut man sich vor dem Schluss die umhüllenden Gesteine für festländische Ablagerungen zu erklären, weil man seit hundert Jahren gewohnt ist, die Bildung jeder geschichteten Ablagerung mit der Idee einer Wasserbedeckung zu verknüpfen. Wenn es irgendwie möglich ist, nimmt man wenigstens grosse „Landseen“ als Bildungsort an, und betont den „limnischen“ Charakter, anstatt den festländischen Bildungsort hervorzuheben.

Wenn die Beschreibung und graphische Darstellung der heutigen Erdoberfläche von dem Gegensatz zwischen Festland und Meer ausgeht und diesen Contrast für den wichtigsten Charakter der Erdoberfläche hält, so müssen wir auch bei unseren erdgeschichtlichen Studien jetzt diesen Gegensatz aufsuchen, müssen wir auch für jede prähistorische Zeit der Erdbildung in zweiter Linie Meer und Festland unterscheiden. Und wenn die festländischen Ablagerungen im Gegensatz zu den ma-

rinen Sedimenten, häufig fossilleer sind, so ist es geboten: jedes Gestein, das keine marinen Reste enthält oder das primär fossilleer ist, daraufhin zu untersuchen, ob es nicht eine festländische Bildung sein könne.

Die recenten Ablagerungen des Festlandes bieten uns ungemein wichtige Thatsachen dar, um das Klima ihres Bildungsortes, und damit prähistorische Klimazonen zu enträthseln, und die Aufgabe der folgenden Abschnitte soll es sein, auf diese diagnostischen Merkmale nichtmariner Gesteine hinzuweisen. Wir wollen den exakt beobachtenden und korrekt schliessenden Geologen damit in den Stand setzen, seine Profile richtig zu deuten und auf seinem Arbeitsgebiet erdgeschichtliche Studien zu machen.

Das Festland der Gegenwart steht in scharfem Gegensatz zum Weltmeer, und wenn auch das Phänomen der Gezeiten diesen Gegensatz täglich zweimal verschiebt, wenn er in der Vergangenheit auch durch säkulare Strandverschiebungen stetem Wechsel unterworfen war, so wird man doch im Allgemeinen nur selten im Zweifel sein, welches Gebiet dem Festland, und welches dem Meere angehört.

Festland und Meer bilden den fundamentalen bionomischen Kontrast der Gegenwart. Dort wohnen luftathmende, hier wasserathmende Organismen, und wenn auch die Flora und Fauna des Litoralgebietes eine vermittelnde Rolle spielt, so ist es doch im Allgemeinen ein Gesetz, dass geobiotische Organismen nicht im Ocean und halobiotische Thiere und Pflanzen nicht auf dem Festland leben können.

Freilich stellt die paläontologische Urkunde nicht das Vorkommen der lebenden Organismen dar, sondern sie überliefert uns nur Leichen; und so kann die Leiche einer festländischen Pflanze, eines luftathmenden Thieres wohl in marinen Ablagerungen begraben werden, und die Leiche eines marinen Wesens kann in festländische Sedimente gelangen. Wenn wir uns stets bewusst bleiben, dass die geologische Urkunde nicht die Schlachtordnung der ums Dasein kämpfenden Truppen, sondern das Leichenfeld nach beendeter Schlacht darstellt, werden wir uns vor Irrthum leicht bewahren können.

Der Gegensatz zwischen Festland und Meer deckt sich nicht mit demjenigen von Lithosphäre und Hydrosphäre. Denn ein Theil des Festlandes wird von dem Wassernetz der Flüsse und Seen allseitig übersponnen. Flüsse und Seen sind zwar Theile der Hydrosphäre, aber sie gehören doch zum Festland.

Festland und Meer sind auch nicht congruent mit den Gebieten der Denudation und Auflagerung, denn es bilden sich auf dem Festland eine grosse Fülle von Ablagerungen, während der Meeresgrund ein Schauplatz mannichfaltiger Denudation ist.

Von den 4 Denudationskräften, welche wir kennen gelernt haben, sind Erosion und Deflation auf das Festland beschränkt; die Exaration ist beiden Regionen gemeinsam, und auch die Abrasion ist auf dem festländischen Theil der Küste eine sehr thätige Kraft. Wenn man erwägt, dass die im Niveau des Wasserspiegels einschneidende Brandung durch Unterwaschung auch hohe Küstenfelsen zum Einsturz bringt, so kann man die festländische Wirkung der Abrasion ermessen.

Das Beispiel der bekannten „Meermühlen“ von Argostoli auf Cephalonia[1]), wo das Meer landeinwärts strömt, und auf dem Festland in Höhlen verschwindet, zeigt ausserdem eine seltsame Erosion durch fliessendes Salzwasser.

Erosion und Deflation sind in der Regel so eng mit einander verbunden, dass es schwer fällt, die Wirkung jeder einzelnen Kraft gegen die der anderen abzuwägen. Nur in den vegetationslosen Gebieten des Polarlandes, des Hochgebirges und der Wüsten wirkt die Deflation stärker, und in manchen regenreichen Tropenländern ist dagegen die denudirende Thätigkeit des fliessenden Wassers fast ausschliesslich wirksam. Die weite Verbreitung des Regens und des fliessenden Wassers auf dem Festland bringt es daher mit sich, dass die Denudationsflächen den Wasserläufen entsprechend, langgestreckte Thalrinnen bilden, die alle Bergländer durchschneiden. Die Denudationsfläche des Festlandes ist daher im Allgemeinen äusserst uneben, und wird durch die Formen von „Berg und Thal“ charakterisirt. Nur da wo die Deflation regional wirken kann, also besonders in der Wüste, und auch hier nur dann, wenn undislocirte Tafelländer denudirt werden, kann die festländische Denudationsfläche horizontal gestaltet sein, und wird nach oben begrenzt durch eine petrographisch härtere Gesteinsschicht.

Die Transportkräfte des Festlandes sind Flusswasser, Wind und Gletschereis. Das Flusswasser wirkt meist in linearen Rinnen und breitet seine Ablagerungen dementsprechend aus, nur in Wüstenebenen und Hochflächen überschwemmt der Regen häufig ein weites Gebiet gleichmässig und breitet die mitgerissenen Sand- und Geröllmassen über eine breite Fläche. Das Alluvium[2]) liegt im Gugethal in Westtibet 5000 m hoch. Aufschlüsse durch Wasserrisse zeigen, dass der Kessel mit horizontal geschichtetem Schutt erfüllt ist, der am Berggehang aus groben Blöcken, in der Mitte aus feinem homogen Thon besteht. Die Schichten fallen wenig vom Berg nach dem Thal zu.

Das Gletschereis wirkt ähnlich im Polargebiet, wo es als Inlandseis eine grosse Landfläche gleichmässig überzieht, und seine Moränen regional verbreitet. Fast immer wirkt der Wind als Transportkraft regional, da aber die mitgeführten Staubmassen und Sande besonders da zum Absatz gelangen, wo die Windstärke durch lokale Widerstände gehemmt wird, so ist die Ablagerung von Löss und Dünensand häufig auf engere Bezirke beschränkt

Die Corrasionserscheinungen des Festlandes, Wasserschliffe, Gletscherschliffe und Sandschliffe, bieten charakteristische Merkmale, um nach ihnen die einzelnen Denudationsflächen leicht zu bestimmen und wiederzuerkennen.

Die Ablagerungen des Festlandes sind mechanisch, chemisch, organisch oder vulkanisch entstanden; und während am Meeresgrund in der Regel diese verschiedenen Typen durcheinander gemischt vorkommen, sind sie auf dem Festland oftmals rein entwickelt. Die chemischen Absätze an Quellmündungen sind meist frei von mechanischen Beimengungen. Vulkanische Aschen, die am Meeresgrunde fast

1) Strikland, London Edinb. Philos. Mag. 1836, VIII, S. 556. Ref. Neues Jahrb. für Min. 1838, S. 698.

2) Strachey, Journal Geogr. Soc. London 1853, S. 19.

allen Sedimenten beigemischt werden, sind auf dem Festland auf die eigentlichen vulkanischen Regionen beschränkt; und während am Meeresgrund organische Reste von kohlensaurem Kalk oder Kieselsäure in jeder Grundprobe gefunden werden, sind die mechanischen Ablagerungen des Festlandes in der Mehrzahl der Fälle frei von solchen Beimengungen, und in Dünensanden, Moränen, Lateritgebilden, sucht man meist vergeblich nach organischen, deutlich erkennbaren Spuren.

Charakteristisch ist auf dem Festland das Ueberwiegen mechanischer Ablagerungen, und ebenso die relative Korngrösse derselben. Die Schutthalden am Fuss der Gebirge, die Blockmeere der Moränen, ja selbst die Gerölle der Flussbetten, sind durch die Grösse ihrer klastischen Bestandtheile ausgezeichnet. Nur in der Schorre, die ja auch als ein Theil des Festlandes angesprochen werden kann und in den benachbarten Gebieten der Flachsee werden unter Umständen ebenfalls grobkörnige Konglomerate gebildet, und als einzige Quelle scharfkantiger oder grober Gesteinsbruchstücke in Ablagerungen am Meeresgrund ist hier das Gletschereis zu nennen, das als schwimmender Eisberg, marine, grobkörnige mechanische Ablagerungen schaffen kann. Allein es ist zu bemerken, dass diese schuttbeladenen Eisberge gegenwärtig auf der Südhalbkugel [1]) nur bis zum 43° S. Br., auf der Nordhalbkugel bis zum 36° N. Br. beobachtet worden sind. Das Tropengebiet und ein Theil der gemässigten Zone ist also frei von marinen mechanischen Ablagerungen mit gröberem Korn. Zu beachten ist auch, dass in einem normal gebildeten Meere, nach dem Strömungsschema von KRUEMMEL (S. 79) polare, eisführende Strömungen auf der Nordhalbkugel und auf der Südhalbkugel an der Westküste des Meeres gegen die Wendekreise vorschreiten, so dass man aus diesen Thatsachen, unter Umständen, Schlüsse ziehen kann auf die Strömungsverhältnisse fossiler Meere.

Die Auflagerungsflächen festländischer Ablagerungen sind von sehr verschiedenartiger Form. Bald sehen wir breiartig sich ergiesende Moränen, die keine Schichtung zeigen, oder Schlammströme, die ähnlich struirt sind, bald wohlgeschichtete Schotter von 30° steiler Böschung, Dünensande von ähnlichem Neigungswinkel, oder horizontal aufbereitete Sande, Thone, Salze und Humusschichten. Lösslager, in welchen durch eine wachsende Grasnarbe beständig die Schichtung zerstört wird, können durch Regengüsse mit Geröllen überstreut werden, die eine geschichtete Zwischenlage bilden, und die Ablagerungen in Binnenseen unterscheiden sich in keiner Weise von den wohlgeschichteten marinen Absätzen.

Gross ist der Wechsel der Facies bei festländischen Ablagerungen. An der Stirn des Gletschers sehen wir grobe Geröllmassen, Sande und Thonschlamm neben humusbildenden Moospolstern aufbereitet. In den Wüsten entstehen Sandsteine, gypshaltige Thone und Salzlager in nächster Nähe nebeneinander. Im Gegensatz dazu ist der petrographische Charakter küstenferner mariner Ablagerungen auf ungeheuere Entfernung gleichartig; nur in den äusseren Randgebieten

1) HARTMANN, Der Einfluss des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete. Diss. Leipzig 1891, S. 76.

der Flachsee, und auf Vulkaninseln oder Korallenarchipelen, ist der Wechsel der Facies bemerkenswerth.

Die Farben festländischer Ablagerungen sind verschieden, je nachdem sie unter einer Wasserbedeckung gebildet wurden oder nicht. Die Absätze in Flussläufen, oder Binnenseen haben meist jene grünliche, oder bläuliche Farbe, die auch die marinen Ablagerungen des Kontinentalsaumes auszeichnen. Wie diese sind sie häufig durchsetzt mit vegetabilischem oder animalischem Moder, und werden dadurch oftmals missfarbig, grau, braun, schwarz.

Die eigentlichen, auf dem trockenen Lande gebildeten, Festlandssedimente, zeichnen sich dagegen durch helle, reine Farben aus. Das Karmin- oder Zinnoberroth tropischer Laterite, die rothgefärbten Sanddünen der Koromandelniederung und der innerarabischen Wüste, die gelben oder bräunlichen Lehm- und Lösslager der Steppen, die weissen oder gelben Dünen in den Küstenländern oder in der Sahara, sind beredte Beispiele dafür, dass helle, leuchtende Farben eine charakteristische Eigenschaft festländischer Ablagerungen sind.

Im Allgemeinen sind organische Reste in festländischen Ablagerungen selten. Wir brauchen nur um uns zu sehen und die Schicksale der vermodernden Pflanzen und verwesenden Thiere zu beobachten, um die Seltenheit von Versteinerungen in festländischen Gesteinen zu verstehen. Die Atmosphärilien, eine Unzahl schmarotzender Pflanzen und viele herbivore und karnivore Thiere zerstören leicht die Reste festländischer Organismen. So sind ebenso Kohlenlager wie Knochenanhäufungen lokale Phänomene der Erdgeschichte. Besonders leicht zerstörbar sind die Reste aller kleineren festländischen Thiere, wie Insekten, Amphibien, Reptilien, Vögel; etwas dauerhafter sind die Knochen grosser Thiere, und daher erscheint oft die paläontologische Urkunde zu beweisen, dass in der Vorzeit vorwiegend grosse Landthiere gelebt haben, während in Wirklichkeit diese leichter erhalten blieben. Mögen wir in Sibirien die Knochen des Mammuth, in Nordamerika und Südafrika riesige Reptilien, oder in Südamerika gewaltige Säugethiere finden, so ist dies kein Beweis für eine früher grössere Lebewelt.

Dass grosse Thiere [1]) eine üppige Vegetation erfordern, ist oftmals betont worden, aber DARWIN erklärt diese Annahme für falsch. Der Reichthum Südafrikas an riesigen Thieren und seine ärmliche Steppenvegetation zeigt vielmehr, dass die grösseren Säugethiere gewohnt sind, über weite Strecken zu schweifen und sich von dem Buschwerk zu nähren, das überall vertheilt ist. Wenn man andererseits die Armuth der brasilianischen Urwälder an Säugethieren und das Fehlen aller grösseren Thiere in denselben erwägt, so scheint es zweifellos, dass unter den Säugethieren keine nahe Beziehung zwischen der Grösse der Species und der Quantität des Pflanzenwuchses besteht.

Auch gegenüber einer anderen viel geglaubten Annahme, nämlich über die Hypothese: dass durch grosse Ueberschwemmungen Anhäufungen von Säugethierknochen entstehen, ist es wichtig, auf eine Beobachtung von DARWIN hinzuweisen. Als er durch die südamerikanischen Pampas reiste, erhielt er lebendige Schilderungen über die Dürre von 1827—30. Während dieser Zeit fiel so wenig Regen, dass

1) DARWIN, Reise eines Naturforschers, S. 97.

der ganze Pflanzenwuchs, selbst bis auf die Disteln ausblieb. Die Bäche vertrockneten und das ganze Land nahm das Aussehen einer staubigen Landstrasse an. Eine sehr grosse Zahl von Vögeln, wilden Thieren, Rindern und Pferden kam aus Mangel an Nahrung und Wasser um. Viele Rinder stürzten sich zu Tausenden in den Parana; da sie aus Erschöpfung vor Hunger nicht imstande waren, die schlammigen Ufer heraufzukriechen, ertranken sie. Der Flussarm, welcher bei San Pedro vorüberfliesst, war so voll von faulenden Thierkörpern, dass er wegen des Geruches unpassirbar war. Viele Thiere wurden damals flussabwärts getrieben und wahrscheinlich im Astuarium des Plata abgelagert. Alle die kleineren Flüsse waren stark versalzt und dies veranlasste den Tod von ungeheueren Mengen, denn wenn Thiere von solchem Wasser tranken, erholten sie sich nicht wieder. Die wilden Pferde stürzten sich in die Moräste und die ersten wurden von den folgenden überwältigt und erdrückt. Mehrfach sah man über 1000 solcher Pferdeleichen angehäuft. Die kleinen Flüsse waren mit einer Breccie von Knochen gepflastert.

So bewirkt eine Dürre viel leichter als eine Ueberschwemmung die Entstehung knochenreicher Ablagerungen, und während die letztere sterbende Thiere zerstreut, vereinigt jene an wenigen schlammigen Stellen die weit umherschweifenden Säugethiere.

Was die Herkunft der festländischen Ablagerungen anlangt, so stammt deren Material meist von dem festländischen Theil der Lithosphäre. Denudirte Hügel, Berge und Hochgebirge sind die Quelle der meisten mechanischen Sedimente, und vieler chemischer Absätze. Das Material der litoralen Dünen stammt aus dem Meere und vom Meeresboden, dasjenige der festländischen Vulkane kam zum überwiegenden Theil aus dem Inneren der Erdrinde, und die organischen Humuslager haben ihre Quelle in der atmosphärischen Lufthülle. Alle Kohlenschichten sind Theile der Atmosphäre gewesen, und sind durch den Assimilationsprocess grünender Pflanzen unter dem Einfluss des Sonnenlichts gebildet worden.

Wir unterscheiden 6 verschiedene Faciesgebiete auf dem Festland der Gegenwart, von denen zwei in jedem Klima und unter jedem Breitengrade vorkommen, nämlich: die festländischen Vulkane und das Litoralgebiet, während die 4 anderen eine gesetzmässige geographische Orientirung besitzen, und daher zur Bestimmung der Lage der Erdaxe benutzt werden können.

Man pflegt die trockenen Theile der Erdoberfläche in 3 Klimazonen einzutheilen, welche entweder nach den Parallelkreisen (Hann) oder nach den Isothermen (Supan) gegeneinander abgegrenzt werden. Wenn es schon schwierig erscheint, auf der heutigen Erdoberfläche scharfe Grenzen zwischen den Klimazonen zu unterscheiden, so ist es natürlich noch viel schwieriger blos auf die Verbreitung der Sedimente und einzelner organischer Reste hin, fossile Klimazonen scharf abzugrenzen. Wir können daher hier auch weniger die Grenzen der klimatischen Faciesbezirke feststellen, als vielmehr ihre wesentlichen positiven Charaktere, in typischer Entwicklung hervorbeben.

Wenn man die Klimazonen[1]) nach Parallelkreisen und nach den

1) Hann, Handbuch der Klimatologie, S. 231.

solaren Klimagürteln eintheilt, so verhalten sich die Polarzonen zu den gemässigten Zonen und zum Tropengürtel wie 1 : 6,5 : 10. Legt man aber die Isothermen [1]), der Eintheilung zu Grunde, so verhalten sich die genannten Klimazonen wie 1 : 3 : 8. Unter allen Umständen ist also das Tropenland an Fläche sehr überwiegend, und das Polargebiet am kleinsten.

Bei allen Klimazonen, und ihrer Vertheilung, spielt die Gliederung der Festländer eine maassgebende Rolle, und Darwin [2]) hat in einer überaus glücklichen Darstellung diese Verhältnisse dadurch hervorzuheben gesucht, dass er die Südhalbkugel auf die nördliche Hemisphäre bezog. Wenn man das Klima Südamerikas nach gleichen Breitengraden auf Europa überträgt, so würden in der Nähe von Lissabon die gemeinsten Seeschnecken, wie *Oliva, Voluta, Terebra* einen tropischen Charakter haben. In den südlichen Provinzen von Frankreich würden prachtvolle Wälder durch baumartige Gräser verflochten, ihre Bäume mit parasitischen Pflanzen beladen, die Oberfläche des Landes bedecken. Der Puma und der Jaguar würden durch die Pyrenäen schweifen. In der Breite des Montblanc, aber auf einer küstenfernen Insel würden Baumfarne und parasitische Orchideen in den dichtesten Wäldern gedeihen. Bis nach Dänemark würden Kolibri und Papageien zwischen immergrünen Wäldern ihre Nahrung finden. Dagegen würde eine andere Insel in der Breite von Schottland beinahe gänzlich mit ewigem Schnee bedeckt sein und von ihren Gletschern würden gewaltige Eisberge in das Meer hinausschwimmen.

1) Das Polargebiet umfasst die innerhalb des nördlichen und südlichen Polarkreises gelegenen Festländer und ist durch seine Lage am Drehungspol der Erde besonders wichtig für erdgeschichtliche Studien. Zwar sind die Hochgebirge der gemässigten und warmen Zone auch durch Gletscher und Exaration ausgezeichnet, und die hier gebildeten Ablagerungen können leicht verwechselt werden mit polaren Faciesgebilden, allein die regionale Verbreitung der Polarmoränen und die fast immer auf gefalteten, dislocirten Schichten entstandenen, lokalen Moränen der Hochgebirge lassen einen Irrthum leicht erkennen; und in allen Fällen wo man die Moränen in naher Verbindung mit denudirten Gebirgsfalten trifft, und wo ihr Material diesen einstigen Faltengebirgen entstammt, ist jeder Zweifel ausgeschlossen.

Das polare Faciesgebiet ist durch das Vorwiegen der Exaration, das Zurücktreten der linearen Erosion ausgezeichnet. Die Deflation ist darin thätig und die physikalische Verwitterung spielt eine hervorragende Rolle. Die Pflanzenwelt ist von geringer Grösse, Sträucher und Bäume mit grossen Blättern fehlen, und es wird die Flora meist als amorpher Humus anderen Sedimenten eingelagert und beigemischt. Kohlenlager mit fossilen schönen formenreichen Blattgebilden können sich hier nicht bilden. Sebst die Treibholzlager des Litorals sind rindenlos, und ohne Blätter oder Blüthenreste.

Eine scharfe Grenze zwischen dem Polarland und 2) der gemässigten Zone giebt es nicht. Das Uebergangsgebiet zeichnet sich durch ausgedehnte Wälder, Sümpfe und Seen aus, und eignet sich be-

1) Supan, Petermanns Geogr. Mitth. 1879. Die Temperaturzonen der Erde.
2) Darwin, Reise eines Naturforschers, S. 287.

sonders für die Aufspeicherung und Erhaltung grosser Humuslager. Verwitterung und Denudation sind sehr mannichfaltig, und schwer ist es, Erosion, Exaration und Deflation im Einzelnen scharf zu trennen. Die vorwiegende Transportkraft ist aber das fliessende Wasser, und da die meisten Geologen gerade diese Zone bewohnen, so ist es erklärlich, weshalb man vielfach Erosion und Denudation überhaupt nicht zu trennen für nöthig hält, und auch in anderen Klimazonen die Erosion für die massgebende Transportkraft zu halten geneigt war.

Während von meteorologischer Seite zwar die Länder des Mittelmeergebietes als ein besonderes Klimagebiet abgetrennt werden, dessen Verbreitung auf der südlichen Halbkugel nicht deutlich zu erkennen ist, haben uns lithogenetische Studien dahingeführt, zwischen der gemässigten Zone und dem Tropenland einen besonderen 3) Wüstengürtel auf beiden Halbkugeln auszuscheiden. Der wesentlichste Charakter dieser Klimazone ist das Ueberwiegen der Verdunstung über die Niederschläge und die darausfolgende Abflusslosigkeit. Infolgedessen verliert die Erosion ihren massgebenden Einfluss, und da zugleich die Wüsten pflanzenarm sind und ein vegetationsloser Erdboden jeder denudirenden Kraft leicht zugänglich ist, so gewinnt die Deflation eine ganz hervorragende Bedeutung. Zwar scheint der Nil und der Colorado die Ansicht zu widerlegen, dass alle Wüsten abflusslos seien, aber bei genauerem Studium erkennen wir, dass beide Flüsse zwar Wüsten durchfliessen, dass sie aber ein klimatologisch anderes Gebiet entwässern. Der Nil, wie der Colorado gewinnen nicht an Wassermenge, während sie die Wüsten kreuzen, sondern sie verlieren Wasser, und sind also Passanten, nicht einheimische Transportkräfte.

Alle mechanischen und chemischen Bestandtheile, welche in einem wasserreichen Klima durch die Flüsse nach dem Meer geführt werden, müssen also in der Wüste bleiben, und werden darin aufgelagert. Deshalb ist gerade der Wüstengürtel eine Region intensiver Gesteinsbildung.

Durch die mangelhafte Drainage der Wüsten bilden sich auch andere Ablagerungen als im gemässigten Klima. Statt der Flusssande und Niederungslehme finden wir Dünensand und Steppenlöss; und da chemisch gelöste Stoffe die Wüstengebiete nicht verlassen können, so entstehen überall chemische Salzabsätze. Die Armuth der Wüsten an Pflanzen und Thieren prägt sich in der Fossilarmuth der darin gebildeten Ablagerungen deutlich aus.

Während alle bisher besprochenen Klimazonen und Faciesbezirke auf beiden Hemisphären vorkommen und also in der Zweizahl entwickelt sind, giebt es 4) nur ein Tropenland, das zwischen den Wendekreisen gelegen, als ein breiter Gürtel um die Aequatoriale Zone geschlungen ist. Im Allgemeinen wird also auch in jedem fossilen Horizont die Ausdehnung tropischer Ablagerungen alle anderen Klimagebiete an Grösse übertreffen. Charakteristisch für das Tropenland sind die rothgefärbten Verwitterungsprodukte, und, im Gegensatz zu der starken Denudation in der Wüste, das Vorwiegen der cumulativen Verwitterung im Schutze einer dichten Vegetationsdecke. Obwohl die Höhe der mittleren Temperatur und der hohe Feuchtigkeitsgrad die Entwicklung des tropischen Pflanzenlebens sehr begünstigt, so verhindern doch dieselben Umstände die Ansammlung von Humus und erzeugen meist Armuth an Kohlenlagern.

Der Faciesbezirk der 5) festländischen Vulkane ist vom Polargebiet bis zum Tropenland weit verbreitet; aber da die Bedingungen der Vulkanbildung vom Klima der Erdoberfläche unabhängig sind, so lässt sich aus einer vulkanischen Ablagerung des Festlandes nur schwer die geographische Lage bestimmen. Die Vulkane Kamtschatkas und Islands bauen sich aus nahezu denselben Elementen auf wie der Kilimandscharo und die Vulkane von Kamerun, und nur gewisse begleitende Sedimente und Denudationserscheinungen erlauben Schlüsse auf die klimatischen Umstände des Faciesbezirks. Das Vorkommen von Gletscherschliffen und Moränen auf der einen Seite, die lateritische Verwitterung andererseits lassen sich bei derartigen Studien verwerthen.

Auch das 6) Litoralgebiet ist ein universell verbreiteter Faciesbezirk. Von Spitzbergen bis nach Ceylon wird der Strand und die Küste durch dieselben meteorologischen und oceanologischen Bedingungen beherrscht. Zwar werden wir noch zu zeigen haben, dass die Ablagerungen des Litorals unter günstigen Umständen auf die geographische Breite Schlüsse zu ziehen erlauben, aber die Nähe des Meeres verwischt bekanntlich klimatische Gegensätze, überall wirken Land- und Seewind, Brandung und Salzwasser als binomische und lithogenetische Faktoren.

Es dürfte Verwunderung erregen, dass ich hier das Litoral als ein festländisches Gebiet behandle, umsomehr, als die geologische Kunstsprache mit dem Ausdruck „Strandbildung“ die Ablagerungen eines flachen Wassers zu bezeichnen pflegt. Aber der deutsche Sprachgebrauch versteht unter Strand nur das wasserentblösste Gebiet der Küste, und an diesen Gebrauch müssen auch wir uns halten. Das Litoral wurde im binomischen Theil dieses Werkes unter den marinen Lebensbezirken geschildert, und es könnte daher scheinen, als ob wir den litoralen Faciesbezirk anders umgrenzen wollten wie den gleichnamigen Lebensbezirk. Allein diese scheinbare Inconsequenz liegt darin, dass wir dort nur die Bionomie des Meeres schilderten, und dass deshalb das Litoral als das festländische Grenzgebiet mit berücksichtigt werden musste.

Das Litoral ist (s. S. 13) derjenige Theil des Festlandes, welcher in meteorologischen oder bionomischen Beziehungen zum Meere steht und derjenige Theil des Meeresgrundes, welcher bei Ebbe trocken liegt, mit anderen Worten, es ist ein Theil des Festlandes.

Bei allen astronomischen Veränderungen unseres Sonnensystems verändert sich die Lage und die Grenze der Klimazonen und somit auch diejenigen der 7 Facieszonen des Festlandes. Sobald die Rotationsaxe der Erde ihre Stellung zur Sonne ändert, verschieben sich sofort die Grenzen der 2 Polarzonen, die 2 gemässigten Zonen, der 2 Wüstengürtel und des Tropenlandes. Niemand vermag vorläufig zu sagen, wie gross derartige Axenänderungen im Laufe der geologischen Geschichte gewesen sein mögen — aber die im letzten Jahre durch die Astronomie sicher gestellte periodische Aenderung der Erdaxe lässt es nicht ausgeschlossen erscheinen, dass in der geologischen Vergangenheit beträchtlichere Axenschwankungen vorgekommen sind. Die Erdgeschichte ist berufen, diese Probleme zu untersuchen und die Frage nach der Orientirung der Erde im Sonnensystem durch methodische Beobachtung zu studiren.

Dagegen gestattet die Verbreitung des litoralen Faciesbezirks Schlüsse auf die Vertheilung von Meer und Festland zu ziehen. Das Litoral ist immer das Grenzgebiet beider Elemente gewesen, und wenn wir eine Geschichte der litoralen Facies durch alle geologischen Perioden besässen, so würden wir damit eine Geschichte der Meere und Festlandsräume haben. Oscillationen und Transgressionen würden klar vor unseren Augen liegen und damit eine wichtige Grundlage für thiergeographisch-phylogenetische Studien gewonnen sein.

Aus dem Faciesbezirk der festländischen Vulkane können wir nur wenig erdgeschichtliches Material gewinnen. Zwar ist Vulkanbildung ein Symptom von Dislocationen, und jeder Vulkan ist die Folge von Massenverschiebungen in der Erdrinde, allein dafür bietet ja die tektonische Methode viel direktere und sichere Thatsachen; und nur die einzelnen Zeitphasen der dislocirenden Vorgänge dürften mit Hilfe festländischer Vulkane zu enträthseln sein.

---

16. Das Polargebiet.

Das Polargebiet wird nach HANN[1]) umgrenzt durch den 66,5° Breitengrad. Nach SUPAN charakterisirt es sich durch die Jahresisotherme von 0°, und beständiges Bodeneis. Da die Bodentemperatur etwas höher ist als die mittlere Luftwärme, so entspricht die Polargrenze des Bodeneises nach WILD durchschnittlich der Jahresisotherme -- 2°. Die kalte Zone umfasst nach SUPAN a) den Aequatorialgürtel der Polarzone zwischen der Jahresisotherme von 0° und der 0° — Isotherme des wärmsten Monats; b) den eigentlichen Polargürtel jenseits der 0° — Isotherme des wärmsten Monats.

Die hauptsächlichste Eigenthümlichkeit des Polarklimas während des Winters besteht in einer mehr oder minder langen Abwesenheit der Sonnenstrahlung, und während des Sommers in einem schieferen Einfallen der Sonnenstrahlung als in den übrigen Klimagebieten der Erde. Wenn auch die grösste Winterkälte nur an den Rand des nördlichen Polarzirkels fällt, so beherbergt doch das Nordpolargebiet, und wahrscheinlich ebenso das Südpolargebiet, die niedrigsten mittleren Jahrestemperaturen. Würde ein ausgedehnter Kontinent die Polarregionen einnehmen, so könnte bei der Abwesenheit erheblicher Niederschläge und dem Fehlen einer dickeren Schneelage, die Sommerwärme in der That vom Polarkreis gegen den Pol hin sich nur wenig ändern. Bei der gegenwärtigen Vertheilung von Wasser und Land in den beiden Hemisphären wird aber das Polarklima weniger durch die strenge Winterkälte, welche es ja mit dem Kontinentalklima auch südlich vom Polarkreis gemein hat, als durch die niedrige Sommertemperatur charakterisirt. Der Sommer ist kühl und kurz. Infolgedessen verhalten sich ebene Flächen ganz anders, als die von stärkerer Sommerwärme getroffenen geneigten Erdoberflächen. Auf den ebenen Flächen stagnirt das Schmelzwasser über dem ewigen Bodeneis, gefriert immer wieder von unten, und die schief einfallenden Sonnenstrahlen bleiben auf dem eisigen Morast fast ohne Wirkung. So bildet oftmals die ebene Polarfläche eine sterile Wüste, während der geneigte Boden, wo er nicht von Geröll oder Schnee gebildet wird, einem Garten gleichen kann. Diese hochnordischen Ebenen, welche nur die ärmlichste Vegetation zulassen, werden „Tundra" genannt. Der ausserordentlich geringe Wasser-

1) HANN, Handbuch der Klimatologie 1883, S. 233, 743.

dampfgehalt wird durch die unzähligen feinsten Eiskrystalle, die die Luft erfüllen und die Klarheit das Tageslicht bis zu einer graugelben Dämmerung dämpfen, nicht ersetzt. Infolgedessen findet man auch während des Polarwinters sehr geringe Niederschlagsmengen. Ausgenommen sind nur die Uferländer und Inseln des warmen, vom offenen Meer beeinflussten nordeuropäischen Eismeeres.

Rink[1]) hat schon in den fünfziger Jahren die Meinung geäussert, dass, wie in anderen Ländern die Flüsse den Ueberschuss des Niederschlags über die Verdunstung dem Meere zuführen, so in Grönland die Eisströme.

Alle Polarforscher[2]) betonen die Unmöglichkeit einer halbwegs genauen Messung der Schneemenge, wegen der so oft und heftig wehenden Winde, welche theils den gefallenen Schnee aus dem Schneemesser heraustreiben, theils mitgeführten hineinwerfen.

Im Allgemeinen findet der Schneefall der Arktis in feiner, trockener Form statt, der schwere Flockenschnee zählt zu den Ausnahmen. Am 1. Mai 1873 beobachtete Hall 90 cm frischen Schnee.

Ausserdem fallen zwischen Mai und Oktober gelegentlich feine, kurze Regenschauer oder lange, stetige, nebelige Regen, sehr selten eigentliche Platzregen. Auch für Reifbildung ist der kalte Polarboden sehr günstig. Bei der grossen Kälte der arktischen Regionen zeigt der Schnee nichts von der weichen, daunigen Beschaffenheit, die man in niederen Breiten sieht, sondern jede Flocke, hart und einzeln wie ein Sandkorn, häuft sich zu einer harten, krümeligen, sandartigen Masse auf. Vermöge der Trockenheit ballt sich der Schnee nicht und liegt oft so locker, dass er wie feiner Dünensand vom leisesten Windhauch emporgetrieben und fortgeführt wird, aber nicht an hervorragenden Gegenständen haftet. Die überaus heftigen, zahlreichen Winde machen oft selbst im Winter die Berggipfel, Abhänge und freiliegenden Plätze schneefrei. Die Schneedecke der Arktis liegt infolge der starken Winde höchst unregelmässig.

Ueberall, wo Schnee wiederholten Schwankungen der Temperatur bald über, bald unter dem Gefrierpunkt ausgesetzt ist, verwandelt er sich in eine grobkörnige Masse, den sogenannten Firn.

Die Firngrenze ist in keinem anderen Theil der Erde grösseren Schwankungen unterworfen, als im Polargebiet. Die orographische, aber nie die klimatische Firngrenze erreicht das Meer. Einzelne Firnflecken sind in Meereshöhe beobachtet worden, die klimatische Firngrenze aber zieht sich in allen bekannten Gegenden der Arktis weit vom Ufer zurück.

Auf dem grönländischen Inlandeis wird durch die Sommerwärme der Schnee nur oberflächlich geschmolzen. In einer Höhe von 2270 m fand Nansen[3]) die lockeren Schneemassen der Oberfläche 8 cm dick, darunter folgte eine Eiskruste von 1 cm, dann 18 cm lockerer Schnee, tiefer kam wieder eine härtere Eisschicht, die sich nur mit Mühe durchbohren liess, darauf liess sich der Stab 30—60 cm tief durch härter

1) Woejkoff, Die Klimate der Erde, II, S. 16.

2) Friedrich, Niederschläge und Schneelagerung in der Arktis. Leipzig 1891, S. 13.

3) Nansen, Auf Schneeschuhen durch Grönland 1891, II, S. 118.

und härter werdenden Schnee bohren, bis er nicht mehr eindringen konnte.

Diese Beobachtung stimmt mit ähnlichen Erscheinungen in den Firnmulden alpiner Gletscher überein, wo man an den Kluftwänden[1]) der Firnregion schon in wenigen Metern unter der Oberfläche festes, zwar noch blasenreiches und deshalb weisses, unvollkommenes und nur undentlich körniges Eis, das Firneis erkennt, dessen Firnkörner durch eingesickertes, wieder gefrorenes Wasser verkittet sind.

Allmälige Uebergänge verknüpfen den Schnee mit dem Firn ebenso wie diesen mit dem eigentlichen Gletschereis. Die Oberfläche des grönländischen Inlandeises ist fast ganz eben, sie wölbt sich nur in schwachen, langen N. S. gerichteten Wellen, die man kaum mit dem Auge wahrnehmen kann. Weder von Spalten noch von Wasserrinnsalen war auch nur eine Spur zu merken. Anders freilich ist die Oberfläche des Eises an der Küstenzone beschaffen. Hier fand NORDENSKJOELD[2]), dass sich in einer Tiefe von 3—4 m der Schnee in Eis verwandelte, indem derselbe zuerst aus einer Lage von lauter grossen, prachtvollen Eiskrystallen bestand, dann in eine körnige Eismasse und endlich in blasenreiches Eis überging. Schon im Juli war der Oberflächenschnee vollständig geschmolzen, und das Eis bis 45 km von der Küste durch grosse Klüfte gespalten. Die Klüfte waren häufig nur wenige Meter voneinander entfernt, liefen gewöhnlich parallel, und waren meist wasserleer. Unzählige Schmelzflüsse brausten an anderen Stellen, bis 20—30 km von der Küste, über das Eis in vielgewundenen Kanälen, manchmal ergossen sie sich in einen See, aus dem ein kurzer Abfluss brausend in einen riesigen „Gletscherbrunnen" hinabstürzte.

Während im Inneren Grönlands keine einzige Felsspitze aus dem Eise aufragt, findet man im Küstensaum Schaaren spitziger Felsnadeln durch das Eis dringend, die sogenannten Nunatakker. Dieselben vereinigen sich zu Bergzügen, und zwischen diesen fliesst das Eis in einzelnen Gletscherzungen dem Meere zu.

Das Eis[3]) ist in Grönland wahrscheinlich 2000 m dick. Diese ganze Eismasse ist eine plastische Substanz und steht in der Tiefe unter hohem Druck. Da nun, wie v. DRYGALSKI beobachtete, durch die Oberflächen-Schmelzwasser den tiefsten Eisschichten beständig Wärme zugeführt wird, da ausserdem Druck und Erdwärme die tieferen Eisschichten beeinflussen, so fliesst das Binneneis beständig wie ein zäher Kuchen nach allen Seiten auseinander.

Die meisten Schmelzflüsse am Rand des Binneneises entstammen diesen tiefen Schichten, und die Wassermasse, die auf solche Weise das Meer erreicht, ist vielleicht sogar noch grösser als diejenige, die ihm in Form von Eisbergen zugeführt wird.

Die Geschwindigkeit der Eisbewegung in Grönland ist grossen Schwankungen unterworfen, aber meist viel rascher als die Bewegung alpiner Gletscher. Am Eisfjord Augpadlartok[4]) floss das Eis im April 10 m, im August 31 m pro Tag.

---

1) HEIM, Handbuch der Gletscherkunde, S. 107.
2) NORDENSJOELD, Grönland 1886, S. 143 f.
3) NANSEN, Auf Schneeschuhen durch Grönland, Anhang.
4) RINK, Petermanns Mittheil. 1888, S. 68.

Die Denudation beginnt im Polargebiet mit der Verwitterung. Die Temperatur der Luft und noch mehr die des Erdbodens ist grossen Schwankungen unterworfen; während des kurzen Sommers thaut das Eis täglich in den Spalten der Felsen und friert täglich wieder zu Eis. Dadurch werden die Felsen zerklüftet und das Schmelzwasser wirkt chemisch zersetzend auf die Gesteine ein. In allen Reisebeschreibungen lesen wir von dem Schutt, der den Fuss polarer Berge umgiebt und von den Schlamm- und Geröllmassen, die alle Bäche führen. Als Transportmittel sehen wir Gletschereis und Schmelzwasser wirken, ausserdem spielt aber die Deflation eine nicht zu unterschätzende Rolle. Rink [1]) beschreibt den Transport von Lehmstaub durch den Wind; und der bis 30 km vom Rande des Eises auf Grönland verbreitete Staub (Kryokonit [2]) Nordenskjoelds) ist jedenfalls durch Winde bis dahin verschleppt worden. Wenn man in den Reiseberichten liest, welche heftigen Stürme im Polargebiet auftreten, so kann es nicht zweifelhaft sein, dass der Wind eine grosse Rolle bei der Denudation jedes Nunataks und jeder aus dem Eis aufragenden Klippe spielt.

Der Wind [3]) fegt den Boden in Ostgrönland so rein, dass er mit dem Schnee eine beträchtliche Menge Erde, Sand und Steine vom gefrorenen Boden weit hinaus durch die Luft jagt, so dass meilenweit das Eis nach solchen Stürmen eine schmutzigbraune Farbe annimmt.

Die Denudationsfläche des Polargebietes ist eine verschiedene, je nachdem sie unter dem Eis durch Exaration, oder ohne Eisbedeckung durch Deflation und Erosion gebildet worden ist. Die Exarationsflächen bilden gerundete, abgeschliffene Anhöhen. In der grönländischen Hochregion [4]) vermisst man scharfe Bergspitzen, überall sieht man abgehobelte, polirte Berggipfel, concave Bergseiten, abgeglättete, kesselförmige Becken in allen möglichen Grössen, Thalformen mit mächtigen Treppenstufen, welche eine erstaunliche Aehnlichkeit mit Amphitheatern haben, sowie unfruchtbare, halbcylindrische Thäler mit ebenem, gescheuertem Thalgrund. Häufig liegt keine Spur von neugebildeten Ablagerungen [5]) auf dem Felsengrund.

Anders ist die Denudationsfläche der Klippen gestaltet, welche nicht vom Eis begraben sind, und deren Form unseres Erachtens wesentlich durch den Wind bestimmt wird. Hier sehen wir spitzige Felszacken, die an Steilheit und Zerrissenheit mit den Gipfeln alpiner Berge wetteifern.

Die Ablagerungen des Polargebietes sind mechanischen, chemischen, organischen und vulkanischen Ursprungs, aber da wir die festländischen Vulkane gesondert besprechen wollen, so können wir uns auf die drei ersten Typen hier beschränken.

1. Die mechanischen Ablagerungen sind am weitesten verbreitet und finden sich erstens als Gehängeschutt an den eisfreien Felsabhängen. Im Gegensatz zu anderen Klimabezirken ist der polare Gehängeschutt während eines grossen Theils des Jahres festgefroren und unbeweglich. Nur während der kurzen Sommermonate vollzieht sich

1) Rink, Petermanns Mittheil. 1880, S. 103 und 1885, S. 55.
2) Nordenskjoeld, Grönland, S. 197.
3) Pansch, Die zweite deutsche Nordpolfahrt 1874, II, 1., S. 6.
4) Lehmann, Petermanns Mittheil. 1880, S. 96, 98.
5) Rink, Petermanns Mittheil. 1885, S. 58.

die Bildung und Umlagerung des von den Schmelzwassern und dem Winde denudirten, oder durch Spaltenfrost abgesprengten Gesteinsmaterials. Auf Spitzbergen[1]) finden sich 100—200 m hohe Steinhaufen, welche Frost und Verwitterung an mehreren Stellen der Seiten der steilabfallenden Küstenberge (Hornsund, Magdalenabai, Norskinseln) gebildet haben. Auf ihnen nisten die *Mergulus alle*. Die harten Dioritfelsen um den Dicksonhafen (am Jenissei) verwittern sehr leicht. Die Berghügel sind deshalb häufig so zersprengt, dass sie blos ungeheure Steinhaufen bilden. Auf einer Insel an der Jenisseimündung fand man die anstehenden Gneissfelsen vom Froste gesprengt und ziemlich reich mit Moosflechten bekleidet. An niedrigen Stellen lag ein Schuttlager darauf, das durch Eintrocknen und die dabei eintretende Zusammenziehung in sechsseitige 30—50 cm grosse Scheiben zersprungen war. An den Sprüngen wuchsen verkrüppelte Moose, Flechten und Blumengewächse. Am Taimyrsund waren niedrige Gneisberge vom Frost so zerklüftet, dass sie in ungeheuere, flechtenbekleidete Steinhaufen verwandelt waren. Auch am Kap Tscheljuskin war der Schuttboden in mehr oder weniger regelmässige Sechsecke zersprungen. Die Bäreninseln ausserhalb der Kolymamündung bestehen aus plutonischen Gesteinen, die bis auf riesengrosse, freistehende Pfeiler ganz verwittert sind. Bei Irkaipij findet sich ein Gabbro weitverbreitet, der durch Frost in kantige Steinblöcke zerbrochen war, so dass die Oberfläche des Berges in einen ungeheueren Steinhaufen verwandelt schien.

Die Mergelschichten[2]) von Kap Agardh auf Spitzbergen sind in einem rapiden Zersetzungsprocess begriffen. Der Frost scheint hierbei, verbunden mit dem Schneedruck, eine Hauptrolle zu spielen. Während der Sommermonate sind die weichen, dünngeschichteten Gesteine beständig dem herabträufelnden und herabrieselnden Schneewasser ausgesetzt, welches die Thonbestandtheile wegschwemmt und alle Spalten erfüllt; tritt dann Frost ein, so sprengt das sich ausdehnende Eis die festeren Schichten. Nun folgen über den Winter Schneemassen, die einen heftigen Druck auf den Boden ausüben; kommen auch diese ins Schmelzen und Rutschen, so tragen sie das gelockerte Gestein zu Thal, wo es moränenartig aufgethürmt wird. Die unter grösseren erratischen Blöcken liegenden Mergelschichten sind länger vor den zerstörenden Einflüssen des Wetters geschützt, und so bilden sich pilzartige Felsenzacken, deren 1 m hoher Stiel aus Mergelschichten besteht, während der erratische Block als Hut daraufsitzt.

2. Der grössere Theil des Gehängeschuttes wird vom Eise erfasst und als Moräne transportirt. Charakteristisch für die Polargebiete ist das Fehlen von Oberflächenmoränen. Bei seiner Durchforschung Grönlands fand Jensen[3]) nur am äussersten Küstensaume erratisches Material auf dem Binneneise. Dasselbe stammte nachweislich von aufragenden Nunatakkers; Schutt verschwindet immer sehr bald in Spalten und kommt gelegentlich vor einem Hinderniss wieder an die Oberfläche empor.

---

1) Nordenskjoeld, Die Umsegelung Asiens und Europas auf der Vega, I. S. 95, 169, 289, 300.
2) Heuglin, Reisen nach dem Nordpolarmeer 1872, I, S. 131.
3) Rink, Petermanns Mittheil. 1880, S. 104, Anm. 2.

Um so grösser sind die Schuttmengen, die vom Gletschereis am Boden erfasst und als **Grundmoräne** denudirt werden. Die Gerölle, Sand und Schlammtheile, die in die tieferen Schichten des Eises aufgenommen und mit dem Binneneis dem Meere zu verfrachtet werden, kommen erst da zur Ablagerung, wo das Eis schmilzt. In der Geschichte jedes Gletschers, ebenso wie des polaren Inlandeises, können wir drei verschiedene Phasen leicht unterscheiden, die in häufigem Wechsel mit einander vorkommen. Die geographische Verbreitung einer solchen fliessenden Eismasse wird nämlich durch die Geschwindigkeit des Fliessens einerseits, und die Intensität des randlichen Abschmelzens auf der anderen Seite bestimmt. Die Länge des Eises ist **stabil**, so lange das Fliessen und das Abschmelzen (oder Abbrechen) des Eisrandes mit der gleichen Geschwindigkeit erfolgt. Das Eis **schreitet vor**, wenn das Fliessen rascher erfolgt als das Abschmelzen. Das Eis **zieht sich zurück**, wenn der umgekehrte Fall eintritt. Jeder dieser Vorgänge wird durch bestimmt geformte Ablagerungen charakterisirt. Beim Vorrücken des Eises entstehen lokale Stauungsmoränen, bei stabilem Stand des Eisrandes bildet sich eine Endmoräne, beim Rückzug des Gletschers wird der Boden mit Geschiebemergel bedeckt. **Staunngsmoräne** nennt (Collomb)-Hilber[1]) Massen von Gletscherschutt, welche sich an jeder über den Gletscherboden ragenden Kuppe, an der Stossseite des Gletschers anlehnen. Es sind das Endmoränen, welche trotz des Weiterschreitens des Eises liegen bleiben.

Endmoränen entstehen, so lange der Eisrand stabil bleibt, aus der Anhäufung der aus dem schmelzenden Eis niederfallenden Schuttmassen. Die Endmoräne[2]) des diluvialen Eises bildet in der norddeutschen Tiefebene einen zusammenhängenden Rücken, oder sie besteht aus einzelnen Kegelbergen, welche namentlich in der Gegend von Joachimsthal ihre Umgebung 5—40 m überragen. Der wallartige Charakter tritt besonders auch dadurch scharf hervor, dass der Rücken oft nur einen ganz schmalen Kamm besitzt, und die Böschungen unter 30—45° geneigt sind. Es kann also unter Umständen auch die innere Struktur der Endmoräne eine so stark geneigte Schichtung erkennen lassen. Bei Feldberg fällt die Endmoräne mit ziemlich steilen Abhängen nach beiden Seiten zu ein. Hier ist Block auf Block gethürmt, welche zum Theil Durchmesser bis zu 3 m besitzen, und das Ganze macht den Eindruck, als ob ein künstlicher Steinwall hier aufgebaut wäre.

In Nordamerika[3]) ist die diluviale Endmoräne besonders grossartig entwickelt und lässt sich vom Atlantik bis nach Dakota leicht verfolgen. Hier besteht sie aus einem breiten Streifen unregelmässig gestalteten Landes, das durch theilweise Vereinigung von zwei oder mehr Geschieberücken entstanden ist, und eine Breite von 40—60 km erreicht. Die einzelnen Rücken sind 2—12 km breit und zeigen dieselbe Struktur im Kleinen, so dass man sie wieder in noch schmalere, schwer von einander zu trennende Rücken zerlegen könnte. Die

---

1) Hilber, Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1879, S. 551.
2) Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes 1891, S. 106 f.
3) Chamberlin, Rep. U. St. Geolog. Survey, 1881—2, S. 310 f.

Oberfläche der diluvialen Erdmoräne lässt ein System rundlicher Dome, kegelförmiger Hügel, gewundener und bisweilen knotiger Kämme, kurzer, spitzer Seitenrücken, Höcker und Hügel erkennen, wirr durcheinander gemischt und verbunden durch entsprechende Vertiefungen, die oft noch bezeichnender in ihrer Form sind. Diese Depressionen sind bisweilen von kreisförmigem Umriss, doch selten so symmetrisch als es gewöhnlich beschrieben wird. Gelegentlich nähern sie sich in ihrer Form einem Trichter, oder einer umgekehrten Glocke, während die flacheren mehr einem Saucennapf gleichen, und andere annähernd oval, eiförmig oder elliptisch sind, oder in lange, trogähnliche, gewundene Thäler ausgezogen erscheinen, und die meisten derselben unregelmässige Formen besitzen. Ihre Tiefe wechselt von 1—30 m, die Böschung ihrer Abhänge ist oft 30° oder 35°. Die Länge ist bisweilen mehr als 150 m. Charakteristisch ist das Vorkommen vieler kleiner, abflussloser Seen zwischen den Moränenrücken.

Auf den Falklandsinseln[1]) ist die Sohle der Thäler mit ungeheueren Blockfeldern, den sogenannten „Steinströmen" bedeckt. Die Blöcke sind nicht vom Wasser abgerieben, die Kanten sind nur wenig abgestumpft. Ihr Durchmesser beträgt $^1/_2$ — 60 m. Sie liegen nicht in unregelmässigen Haufen, sondern sind in ebene Flächen oder grosse Ströme ausgebreitet. Die Breite der Steinströme schwankt zwischen 100 und 2000 m.

Der merkwürdigste Umstand ist die geringe Neigung der Blockfelder, welche an den Berggehängen 10° beträgt und sich dann immer mehr der Horizontalen nähert. Die umgebenden Berge sind niedrig und abgerundet.

Nach der Beschreibung scheint es sich auch hier um Moränen und Rundhöcker eines jetzt gletscherfreien Gebietes zu handeln.

Die Auflagerungsfläche der oben beschriebenen Endmoräne von Nordamerika leitet in allmäligen Uebergängen zu jener Bodenform, die man als Grundmoränenlandschaft bezeichnet. Für die Beurtheilung derselben ist es nothwendig, auf die bei ihrer Bildung herrschenden Bedingungen näher einzugehen.

Unter dem grönländischen Binneneis[2]) treten reiche Quellen hervor, welche am Rande des Eises aufsprudeln und durch Seevögelschaaren angezeigt werden, die sich daselbst anzusammeln pflegen. Noch im April beobachtete Nansen[3]) dass, obwohl noch kein Schneeschmelzen auf dem Küstenland bei Nunatarsuak stattgefunden hatte, doch ein starker Fluss von Schmelzwasser unter dem Eise hervor, nach dem Fjord strömte; und die Eskimo erzählten, dass selbst mitten im Winter keine Stockung eintrete. Hieraus geht deutlich hervor, dass in den tieferen Schichten des Inlandeises ein, von der Temperatur der Oberfläche unabhängiges Schmelzen stattfindet. Schnee und Eis sind schlechte Wärmeleiter und, nach den Gesetzen der allgemeinen Wärmezunahme nach dem Erdinnern zu, muss man bei einer Oberflächentemperatur von — 30° C. schon in 1000 m Tiefe im Eis eine Temperatur von 0° erwarten.

1) Darwin, Reise eines Naturforschers, S. 225.
2) Rink, Proc. Geograph. Society. London 1863, S. 76.
3) Nansen, Auf Schneeschuhen quer durch Grönland, II, S. 406 und 449.

Nach den Untersuchungen von v. Drygalski bildet das oberflächliche Schmelzwasser ebenfalls eine wichtige Wärmequelle für die untersten Eisschichten. Denn das über 0° erwärmte Schmelzwasser stürzt auf Spalten so rasch in die Tiefen des Binneneises, dass es fast seinen ganzen Wärmevorrath dem Bodeneis mittheilen kann. Mag also die ursprüngliche Temperatur der tieferen Eisschichten auch eine sehr tiefe sein, so ist sie doch durch die Schmelzwasser beständig erhöht worden und an dem spaltenreichen Rande des Binneneises spielt diese Wärmezufuhr eine grosse Rolle, während in den spaltenfreien Gebieten des Binneneises die geothermische Wärmezunahme zu genügen scheint, um die Temperatnr des Eises dem Nullpunkt nahe zu bringen.

In dieser Tiefe sind also alle Bedingungen für das Schmelzen des Eises gegeben. Je dicker das Eis ist, desto dicker mnss folglich auch die Schicht sein, in welcher die Temperatur auf dem Schmelzpunkt steht, und desto stärker muss das Schmelzen werden.

Es bilden sich also am Boden des Binneneises Schmelzwasserbäche, die sich einen Abfluss zu verschaffen suchen. Da Nansen im Innern Grönlands nirgends Spuren von Wasser getroffen hat, so muss das gesammte Schmelzwasser nach dem Rande des Eises strömen und sich hier einen Ausweg suchen. Selbstverständlich ist es weniger der Gletscherboden, als die tiefste Schicht der Eismasse, die mit Steinen, Sand und Schlamm durchsetzte Grundmoräne, welche vom Schmelzwasser angefressen wird. Dass die subglacialen Bäche im wesentlichen derselben Richtung folgen, welche die Bewegung des Eises beschreibt, ist selbstverständlich, da sie sonst gar bald in ihrem Lauf gehemmt würden.

Aus allem dem geht hervor, dass der Transport der Grundmoräne und die Aufbereitung ihres Schuttes nicht allein durch das Eis, sondern theilweise durch subglaciale Wasserbäche veranlasst wird, und dass infolgedessen die Anordnung der dabei entstehenden Ablagerungen sehr wechselnde Eigenschaften zeigt.

Als eine Wirkung der subglacialen Wasserbäche sprechen wir mit Nansen die Aasar[1]) an. Sie finden sich in Schweden und Russland am besten entwickelt und sind wallähnliche Höhenzüge, die oft ununterbrochen Meilen weit, in nahezu paralleler Richtung durch das Land streichen. Von den Ufern der Ostsee bis nach dem Wenernsee kennt man 8 Hauptaasar, welche alle NNW—SSO streichen und bis zu 280 km lang sind. In Ebenen, auf Plateaus, überhaupt in nicht kupirtem Terrain zeigen sie ihre regelmässigste Entwicklung, hier streichen sie auf langen Strecken ohne Unterbrechung fort als wohlgerundete Rücken. Wo sie hingegen über Berg und Thal hinziehen, ist ihr Lauf minder regelmässig und oft unterbrochen. Gewöhnlich sind die Abhänge 15—20° geneigt, selten über 30°. Die beiden Gehänge sind selten gleich abschüssig. Im Allgemeinen übersteigen sie ihre Umgebung um 15—30 m, selten werden sie 60 m hoch. Zuweilen verflachen sie sich in dem umgebenden Thonboden.

1) v. Helmersen, Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1860, S. 38.
v. Zepharovics, das. 1871, S. 528, Ref.
Toernebohm, das. 1872, S. 80, Ref.



Betrachten wir die Charaktere des neuerdings vom polaren Binneneis verlassenen Bodens, so zeigt derselbe eine sehr unregelmässige Oberfläche. Ueberall liegen erratische Blöcke umher, verbunden durch Sand und Schlammlager. Im Küstengebiet von Grönland [1]) sind die Berge übersäet mit Felsblöcken, deren Ecken abgestossen sind, oft von ungeheueren Dimensionen.

Jene oben beschriebenen, unregelmässigen Hügel und Vertiefungen am Innenrand der Nordamerikanischen Endmoräne charakterisiren das ganze mit Glacialschutt bedeckte Land und erzeugen ein Gemälde, das man als Moränenlandschaft auch vom Nordrande der Alpen beschrieben hat. Da die Grundmoräne [2]) aus den festen und lockeren Gebilden hervorgegangen ist, welche das Eis überschritt, verarbeitete, und mitschleppte, so erhält sie ihren petrographischen Charakter von den daselbst anstehenden Gesteinen. Im nördlichen und mittleren Schweden, wo das krystallinische Grundgebirge weit verbreitet ist, besteht die Grundmoräne aus einem Haufwerk grosser und kleiner Blöcke von unregelmässiger, kantengerundeter Form, welche oft mit deutlichen Gletscherschliffen und Kritzen versehen sind und in einem grandigsandigen, oft auch mehlartig zerriebenen Materiale liegen. Weiter südlich jedoch, wo Kalksteine, Thonschiefer, Thon- und Kreidebildungen vorhanden waren, da bildete sich aus den leicht zerstörbaren thon- und kalkhaltigen Gesteinen eine mehr plastische, thonigkalkige Grundmoräne, welche auch die Zerreibungsprodukte und grossen Geschiebe der krystallinischen Formationen in sich aufnahm, und bei ihrer Fortbewegung unter dem Inlandeise gleichmässig vertheilte.

Die innere Struktur der Moränen bietet sehr viel Uebereinstimmung. Charakteristisch ist es, dass die gröberen Blöcke wirr und regellos in einem sandigen Lehm eingebettet sind. Die Blöcke sind scharfkantig oder entkantet, seltener vollkommen rund geschliffen. Ihre Oberfläche zeigt häufig Schrammen, Kritzen und andere glaciale Corrasionserscheinungen. Verbunden mit diesem ungeschichteten „Blocklehm" kommen sehr oft wohlgeschichtete Ablagerungen vor, deren Entstehung durch die bald stagnirenden, bald rasch dahinrauschenden Schmelzwasser unter und vor dem Eise leicht verständlich ist. Man bezeichnet sie auch als „fluvioglaciale" Bildungen.

Die nordamerikanische Endmoräne [3]) besteht aus zwei verschiedenen Theilen. Eine geschichtete, nach der Korngrösse sortirte, Ablagerung bildet das Hangende, ohne dass sie gerade die höchsten Gipfel des Moränenzuges zusammensetzte. Die Schichtung ist meist discordant (diagonal), die Schichten fallen am häufigsten nach dem Aussenrande der Moräne; in Hügeln und Kuppen beobachtet man einen antiklinalen Aufbau.

Das andere Element der Moräne bildet ihre tieferen Theile und besteht aus einem ordnungslosen Haufwerk von Thon, Sand, Kies und Blöcken. Alle Uebergänge von Riesenblöcken zu dem feinsten Felsmehl sind zu beobachten. Die erratischen Blöcke zeigen alle Stadien der Kantigkeit, von kaum entechten Felsen bis zu vollkommen gerun-

---

1) Rink, Petermanns Mittheil. 1880, S. 96.
2) Wahnschaffe, l. c., S. 82.
3) Chamberlin, l. c., S. 311.

deten Geschieben. Die Oberfläche ist mit Schliffen und Kritzen bedeckt. Eingeschaltet in dieses homogen gemischte Material findet man lokal wohlgeschichtete Ablagerungen.

Man darf sich gar nicht darüber wundern, in den Moränen des diluvialen Binneneises neben ungeschichteten, auch horizontal-regelmässigen und diagonal-geschichteten Ablagerungen zu begegnen, denn am Rande des grönländischen Binneneises sehen wir, wie an jedem Gletscher grosse Mengen von Schmelzwasser während des ganzen Jahres hervorströmen; die durch diese Schmelzwasser aufbereiteten, geschichteten Sedimente gehören also als nothwendige korrelative Facies zu den regellos struirten Moränengebilden.

3. Das Schmelzwasser bildet häufig Tümpel und Seen, welche bald rings von Moränen umgeben sind, bald durch Eis aufgestaut werden, wie der Kangerdlukasik[1]) (der „verkehrte Fjord") auf Grönland, der zwischen 1851 und 1870 durch das 300 m dicke Binneneis abgeschnitten wurde, und dessen ursprünglicher Zusammenhang mit dem Meere durch die vielen Seehunde bewiesen wurde, die ihn belebten. 1879 stand er wieder in offener Verbindung mit dem Meere, aber 1880 begann das Eis wieder vorzurücken und ihn abermals zu isoliren.

Landseen in Moränen eingesenkt sind im Polargebiet sehr zahlreich und bis 24 km lang[2]). Wenn man nun erwägt, dass diese Seen meist von Schmelzwasserbächen gespeist werden, und dass diese Bäche ungeheuere Mengen von Schlamm führen, so wird es verständlich, dass sich hierbei, mitten zwischen den Moränen, ausgedehnte Ablagerungen bilden, die sich in nichts unterscheiden von wohlgeschichteten Sedimenten.

Helland[3]) fand in 1 kbm Gletscherwasser am Assakakgletscher 75 g, am Alangordleckgletscher 2374 g Schlamm.

Das oben angeführte Beispiel des Kangerdlukasik lehrt uns zugleich, in welcher Weise am Boden eines solchen Beckens abwechselnd marine und festländische Organismen in die übereinanderliegenden Schlammschichten eingebettet werden. Bei Besprechung des Litoralgebietes werden wir noch darauf zurückkommen.

4. Am Boden solcher Seen und Tümpel bilden sich aber auch chemische Ablagerungen. Im Norden[4]) der Ryk-Ysinseln finden sich vier Süsswasserseen, in welche mehrere Bäche hineinströmen, deren Wasser grosse Mengen eines gelblichröthlichen Ockerschlammes enthielt, der Steine und Flechten dick inkrustirt hatte.

Am Rande des Unteraargletschers beobachtete ich, dass sich in kleinen flachen Tümpeln grosse Mengen von gelbem Ockerschlamm bildeten, der sich auf allen Steinen am Boden derselben als eine glänzendbraune Kruste niederschlug. Aber diese Wasserlachen haben nur einen kurzen Bestand, und sobald sie von einem Zweig des Gletscherwassers erreicht werden, hört die Ockerbildung auf. Die braungefärbten Steine werden vom Bach mit fortgerissen und mischen sich endlich unregelmässig zwischen die anderen Bachkiesel und Moränengeschiebe. Es macht einen räthselhaften Eindruck, wenn inmitten zahl-

1) Rink, Petermanns Mittheil. 1883, S. 135.
2) Rink, Petermanns Mittheil. 1886, S. 49.
3) Heim, Gletscherkunde, S. 363.
4) Kuekenthal, Petermanns Mittheil. 1890, S. 66.

loser weisser Gerölle, einzelne dunkelbraune Geschiebe liegen, und es ist wahrscheinlich, dass eine ähnliche Verschleppung ockergefärbter Gerölle in das Moränenmaterial auch im Polargebiet stattfindet.

Am 4. August 1875 fand die Vega[1]) das Meerwasser salzarm und constatirte das Mündungsgebiet des Ob und Jenissei durch die gelbgraue Thonfarbe des Wassers. Das im Wasser schwimmende Eis war schmutzig. Ausserhalb der grossen Flüsse ist nämlich das Eis häufig, wenn der Schnee fortgeschmolzen ist, mit einem gelben Thonlager bedeckt. Diese Thonerde besteht offenbar aus Schlamm, welcher mit dem Flusswasser herabgespült und nachher von dem Wogenschwall auf das schneebedeckte Eis geworfen worden ist. Das Schneelager versieht den Dienst eines Siebes und scheidet den Schlamm wieder aus dem Wasser, welches deshalb nach dem Schmelzen des Schnees auch auf wirklichem Meereseis ein Schmutzlager bilden kann, das die Ueberreste einer Menge kleiner Organismen enthält, welche sonst nur im Süsswasser leben.

5. Weit verbreitet sind organische Ablagerungen im Polargebiet, und unter diesen nehmen die Moore und Humusablagerungen den ersten Rang ein. In den höheren Breiten[2]) hängt das Pflanzenleben in Anbetracht der kurzen Sommerperiode von ganz besonders günstigen Verhältnissen ab. Zu diesen gehört vor allem ein warmer, geschützter Standort und geeigneter Boden. Sanft geneigte Strandgebiete, der Südfuss von Bergen, schwarzer humusreicher Boden, in welchem durch den Verwesungsprocess die Temperatur merklich gesteigert ist, und dessen Farbe schon mehr Sonnenstrahlen auffängt, sind der Vegetation günstig.

Nur auf Schutt und zersetzten Felsmassen siedeln sich Pflanzen in grösserer Menge an. Eigenthümlich ist das gesellschaftliche Vorkommen der meisten nordischen Gewächse; sie drängen sich dicht, büschel-, rasen- und bouketartig zusammen, gegenseitig Schutz suchend, und gewährend. Ausserdem tragen sie keine tiefen senkrechten Wurzeln, da der beständig gefrorene Boden das Eindringen derselben verhindert.

Auf Novaja Semlja[3]) zeigt der Felsenschutt eine etwas reichere Vegetation rasenförmig wachsender Pflanzen. Kleine Pflanzenrasen finden sich auf den isolirten Kalkfelsen, welche durch den Schiefer hindurchragen. Von pflanzenreichen Gebieten aus schwemmt das herabfliessende Schneewasser nach tieferen Stellen einen dunkelen Lehm, der im Sommer eintrocknet, und durch 2—10 cm breite Risse in eine Menge polygonaler Tafeln zertheilt wird. Doch mehrt sich der Humus an den meisten Stellen nur sehr langsam. Aber da diese Humusmassen während des grössten Theils des Jahres unter einer Schneedecke, im Sommer häufig unter Wasser liegen, so ist ihre Zersetzung und Zerstörung eine so geringe, dass sie sich zu ausgedehnten Torfbildungen leicht anhäufen.

In Spitzbergen[4]) wuchern Blattmoose auf dem ebeneren, meist sumpfigen und mit tiefen schwarzen torfartigen Moorboden bedeckten

1) Nordenskjoeld, Umsegelung Asiens und Europas, I, S. 162.
2) Heuglin, Reisen nach dem Nordpolarmeere 1873, II, S. 48.
3) Spoerer, Petermanns Erg.-Heft Nr. 21, S. 73 f.
4) Heuglin, Reisen nach dem Nordpolarmeere, I, S. 236, 96, 135, 138, 159, 233, II, S. 75, 78, 97. 117.

Grund. Gräbt man einen solchen Moosrasen aus, so zeigen seine Seitenflächen im Profil eine vielfache Wechsellagerung olivbrauner, schmutzigfahler und röthlichbrauner Schichten. Am Hornsund ist die Strandebene meist sumpfig mit Torf- und Moorgrund, in den der Fuss einbricht, und von vielen zahlreichen klaren Eisbächen durchfurcht, die hier und da Teiche bilden. Die feuchten Stellen sind von sehr mächtigen Moosschichten bedeckt. Bei Kap Agardh war der Boden meist sumpfig und der Fuss sank tief in den Morast ein. Bei Kap Lee ist der Boden in kleinen Schluchten und am Fusse senkrechter Gehänge sumpfig und mit mehr als fussdicken Moosschichten bedeckt.

Auf Grönland [1]) wurden die Torfbildungen von HARTZ genauer untersucht, sie bestanden hauptsächlich aus *Hypnum*.

Weit verbreitet sind Torfbildungen auch in jenen hochnordischen Ebenen, die man als Tundra bezeichnet. Ertödtend einförmig ist der Eindruck [2]) der flachen Tundra. Im weiten Umkreise, endlos, unbegrenzt verliert sich der Horizont in unerreichbarer Ferne. Den ganzen Sommer hindurch währt auf der hochnordischen Tundra der einzige endlos lange Sommertag. Die Niederungstundra ist reicher an Dammerde, reicher an Bodenwärme, so dass man auf den günstigsten Stellen derselben sogar Wiesenflecke antrifft. Vorwaltend aber wird die Niederung von Torfstrecken eingenommen. Die unfruchtbarste Form der Niederungstundra bildet das Moosmoor. Es wird aus Wassermoosen *(Sphagnum)* gebildet und reicht in den Hochnorden nur hinein, da der lange Winter und der Bodenfrost seiner Entwicklung nicht günstig sind. Wie bei der Steppe, ist die Baumlosigkeit kein absolutes, sondern ein typisches Merkmal der Tundra. An der Südgrenze der Circumpolartundra sowie namentlich inmitten der Nebentundren stehen in jeder Senkung des Bodens, im Schutze jedes Absturzes Bäume. Aber gleichwie sich in die Steppe nur gewisses Laubholz vorwagen kann, so auch in die Tundra nur Krummholz bestimmter Baumarten. Es ist in hohem Grade wahrscheinlich, dass Tundren nur auf Eisboden ruhen.

Der gefrorene Boden Sibiriens [3]) beginnt direkt am Strande, denn der grobe Sand, der als Unterlage für die Dünen dient, ist bis auf die geringe Schicht, welche während des Sommers aufthaut, beständig gefroren. Und diese sibirische „Frostformation" breitet sich, mit gewissen Unterbrechungen vom Eismeer weit nach Süden hin aus und zwar nicht nur unter der waldfreien Tundra, sondern auch unter herrlich n Wäldern und bebauten Feldern.

Ganz kräftige, beinahe mannshohe Erlen *(Alnaster fructicosus)* findet man unter 71 ° N. Br., aber der Anfang der eigentlichen Waldregion ist am Jenissei erst unter 69 ° N. Br. zu finden. Der ungeheuere sibirische Wald reicht bis 58 ° N. Br. und ist etwa 4000 km lang. Er besteht hauptsächlich aus riesenhohen *Pinus*. Zwischen den Bäumen ist der Boden so dicht mit niedergefallenen Zweigen und Stämmen bedeckt, theils noch frisch und theils halb verfault, oder zu einem Haufen von Baumerde verwandelt, welche nur durch die Baumrinde

1) RINK, Petermanns Mittheil. 1891, S. 73.
2) SPOERER, Petermanns Erg.-Heft Nr. 21, S. 81.
3) NORDENSKJOELD, Die Umsegelung Asiens u. Europas, II, S. 63, I, S. 345.

zusammengehalten wird. Beinahe überall sind die gefallenen Stämme von einer äusserst üppigen Moosdecke überzogen.

Aus dem Gesagten geht zur Genüge hervor, wie weit der Humus in allen Niederungen der Polarländer verbreitet ist, und wie günstig das dortige Klima für die Aufspeicherung von Humus erscheint. Während in unseren Wäldern und noch mehr im Tropenland der massenhaft gebildete Humus infolge der hohen Lufttemperatur meist wieder verwest und zerstört wird, sind die kümmerlichen Pflanzen des Polarlandes imstande beträchtliche Humus- und Torflager zu erzeugen, nur desshalb, weil das Klima für deren Erhaltung überaus günstige Bedingungen bietet.

6. Auch animalische Reste geben im Polargebiet Anlass zur Bildung organischer Ablagerungen. Millionen [1]) von Alken, Teisten, Möven und anderen Vögeln bedecken die Felsabhänge auf der Bennetinsel mit weissen Guanomassen. Einige kleine Inseln [2]) an der Küste von Grönland, die im Herbste von Walrossen besucht werden, waren fast ganz mit einer dicken Schicht Guano bedeckt.

Bei Kap Bessels [3]) auf Spitzbergen gleicht der Boden einer erweichten Lehmtenne. Kleine Rinnsale, von den schneebedeckten Abhängen kommend, bildeten darin ein Netzwerk von Einschnitten. Das Auffälligste waren die Massen von Walgebeinen, die zum Theil dem Flachland auflagen, zum Theil tief eingeschlämmt waren.

Zwischen den Hunderten von Kiefern, Wirbeln und Rippen lag vereinzelt altes verwittertes Treibholz, zum Theil selbst grosse Stämme von sibirischen Lärchen.

An den Neusibirischen Inseln [4]) findet man sandhaltige gefrorene Schneemassen mit vegetabilischen und animalischen Resten, und eingeschalteten 20 m dicken Eisbänken. Ein intensiver Moder- und Fäulnissgeruch zeigte, dass das ganze Alluvium mit halbzersetzten organischen Resten getränkt war.

7. In Aljaska, Grönland und auf den Neusibirischen Inseln, finden wir sogar Eis als Steinart am Aufbau des Diluviums betheiligt, das v. Toll [5]) als Steineis bezeichnet.

In den Flussthälern des nördlichen Sibirien liegen auf compakten Eisschichten gefrorene Lehmmassen, in denen die Reste von Mammut und Rhinoceros eingebettet sind. Auf der grossen Ljächowinsel sind gefrorene Lehmschichten weit verbreitet, welche ebenfalls die Reste quartärer Säugethiere enthalten. Falls die Temperatur des Erdbodens sich nur auf kurze Zeit über 0° erhöht, würde die Insel in einen flüssigen Brei verwandelt, auseinanderfliessen und nur einige Granitklippen würden von ihr über bleiben.

Im Hangenden des Steineises am Kap Tolstoi lagert 1) fein geschichteter Sand mit eingeschwemmten Pflanzenresten, Weidenzweigen etc., 2) Schichten von torfartig zusammengepressten Pflanzenstücken, 3) eine Wechselfolge dünner Eis- und Lehmschichten, 4) die heutige Vegetationsdecke.

---

1) Wichmann, Petermanns Mitth. 1882, S. 248.
2) Rink, das. 1883, S. 130.
3) Kuekenthal, das. 1890, S. 69.
4) Das. 1888, S. 47.
5) v. Toll, Verh. IX. Deutsch. Geogr.-Tages. Wien Nr. 5, S. 53.

Nach v. Toll sind die Steineismassen die Reste einstiger Vergletscherung.

Bei Jakutsk[1]) ergab eine Bohrung noch in 120 m Tiefe beständig gefrorenen Boden. In Nordamerika[2]) zieht sich die südliche Grenze des gefrorenen Bodens längs der Küste zwischen Equanfluss und Cap Henriette Maria, schneidet den Severnfluss und zieht nordwestlich längs des oberen Mississippi um sich zwischen dem Smokyfluss und Findleys Fork dem Felsengebirge zu nähern.

Betrachten wir jetzt zum Schluss auf Grund der angeführten Beispiele die festländischen Ablagerungen des Polargebietes, so erscheint die weite Verbreitung und mächtige Entwickelung des Eises eines der hervorstechendsten Merkmale. Trotz seiner Häufigkeit ist aber dieses Gestein für die fossile Erhaltnng überans ungünstig. Denn eine geringe klimatische Veränderung genügt, um alles Eis zu schmelzen und zu vernichten. Es kann infolge dessen das Steineis nur im Polarklima selbst fossil werden; in allen anderen Breiten wird es rasch zerstört.

Um so dauernder sind die mechanischen Ablagerungen, die mit dem Eis zusammen auftreten; in erster Linie der Gehängeschutt. Durch das oft wiederholte Frieren und Aufthauen werden während des Sommers alle Gesteine verwittert, und wenn es auch hierbei zu einer tiefgreifenden Zersetzung, zu cumulativer Verwitterung nicht kommen kann, so ist doch jedes Thauen mit der Bildung von Schmelzwasser verknüpft, welches überall als Transportmittel wirkt und hohe Schutthalden am Fusse der Abhänge aufhäuft. Dieser Schutt, aus scharfkantigen Bruchstücken bestehend, ist eingebettet in einen durch vegetabilische Kohle dunkelgrau oder schwarz gefärbten Schlamm. Trockenrisse theilen ihn oft in polygonale Felder.

Das thalabwärts und der Küste zu gleitende Eis trägt vielen Schutt als Moräne davon, und die tieferen Eisschichten sind als Grundmoräne mit grossen Massen von Geröllen und Schlamm durchsetzt. Da die Grundmoräne weniger stark mit Humus gemischt werden konnte, so ist sie in der Regel von grauer oder graublauer Farbe. Die in den Gletscherschlamm eingebetteten Geschiebe sind scharfkantig, entkantet oder gerundet, oft mit Gletscherschliffen und Kritzen bedeckt und liegen in der Regel schichtungslos in dem verbindenden Schlamm. Aber die Häufigkeit von fliessendem und stehendem Schmelzwasser ändert unter und vor dem Eis die Anordnung des Moränenmaterials und erzeugt in Schmelzbächen lange geschichtete Züge von Geröllstreifen mit Sand, aus dem der feinere Schlamm ausgewaschen ist, oder feinkörnige wohlgeschichtete Seeablagerungen, welche mit marinen Schichten wechsellagern können. An der Mündung der Gletscherbäche in diese Seen und Teiche häuft sich ein kleines Delta mit mantelförmigen ursprünglich geneigten Schichten auf, und an anderen Orten wird der Sand, untermischt mit kleineren Steingeröllen durch die heftigen Winde zu diagonal geschichteten Dünen und Sandhügeln, sogar mit Rippelmarken[3]), aufgeschüttet. In raschem Wechsel finden wir alle diese verschiedenen Facies des Moränengebietes neben- und übereinander.

---

1) v. Baer, J. R., Geogr. Society 1858, S. 211.
2) Bramston, Referat in Neues Jahrb. für Min. 1842, S. 116.
3) Reade, Quaterly Journal Geol. Soc. 1884, S. 267.

Sehr charakteristisch sind Humusablagerungen. Dieselben häufen sich reichlich an, obwohl das Planzenleben nur sehr kümmerlich vegetirt. Denn dieselben klimatischen Bedingungen, welche die Entwickelung des Pflanzenlebens hemmen, verhindern gleichzeitig die Zerstörung der Cellulose. Und so finden wir Humus, Torf und schwarzen Schlamm überall im Polargebiet verbreitet. Bäume wachsen zwar nur bis zum 71 ° N. Br., allein durch Flüsse und Meeresströmungen werden sie an alle Küsten verschlagen und begegnen uns als Treibholz überall weit jenseits der Baumgrenze. Es mag schon hier darauf hingewiesen werden, dass die Existenz fossiler, entrindeter und meist astloser Bäume keinerlei Schlüsse gestattet auf die klimatischen Bedingungen des Absatzgebietes.

Dieselben Umstände, welche eine Anhäufung von Humus begünstigen, schützen auch animalische Reste, Knochen und Weichtheile vor dem Verwesen. Und so finden wir in den Alluvionen des Polarlandes oft solche Mengen mariner und festländischer Wirbelthierreste, dass das ganze Gestein mit stickstoffhaltigen Verwesungsprodukten erfüllt ist. Die schaarenweise lebenden Vögel und Säugethiere häufen ihren Dung, untermischt mit den Resten von Thierleichen oft zu ganzen Guanolagern an, und die Seltenheit wässriger Niederschläge gestattet es, dass diese Guanomassen leicht erhalten bleiben.

Als Vertreter der chemischen Ablagerungen treffen wir endlich lokale Ockermassen, welche durch ihre rothgelbe oder braune Farbe sich lebhaft abheben von den meist grau, graublau, oder schwarz gefärbten Ablagerungen ihrer Umgebung.

Die geographische Verbreitung aller dieser Ablagerungen ist grossen zeitlichen Schwankungen unterworfen, weil sie nur so lange lokalisirt sind, als der Eisrand stabil bleibt. Nun tritt dieser Fall aber nur dann ein, wenn die Geschwindigkeit der Eisbewegung und die Intensität des Abschmelzens genau gleich gross sind, und dieses Verhältnis kann nur vorübergehend kurze Zeit bestehen, nur selten werden sich die beiden so heterogenen Vorgänge die Waage halten. Die Wahrscheinlichkeit ist immer grösser, dass die beiden Vorgänge nicht congruent sind, und dass infolgedessen der Eisrand entweder vorrückt, oder sich zurückzieht.

Die Ablagerungen am Rande des polaren Binneneises sind also ungemein mannichfaltig. Struktur und Schichtung, Korngrösse und Gesteinscharakter sind grossem und raschem Wechsel unterworfen, und nebeneinander wie übereinander liegen die in ruhelosem Wandel der Facies gebildeten verschiedenartigen Gesteine. Die Erscheinungen werden dadurch noch wesentlich verwickelter, dass marine Küstendünen, litorale Sedimente, Meertorf und Treibholz sich mit den rein festländischen Gebilden deshalb so leicht mischen können, weil die Strandlinie [1]) infolge der wechselnden Massen des Eises beständigen Schwankungen unterworfen ist und daher auch marine und festländische Facies miteinander wechellagern können.

---

1) Penk, Schwankungen des Meeresspiegels. Jahrb. Geogr. Ges. München 1882.

17. Die gemässigte Zone.

Durch viele Uebergänge knüpft sich die gemässigte Zone an das Polarland an, und ihre klimatischen Bedingungen sind so mannichfaltig, ihre Ablagerungen so verschiedenartig, dass es in vielen Fällen unmöglich ist, sie von den Sedimenten der benachbarten Klimazonen zu unterscheiden. Während des ganzen Jahres haben die in der gemässigten Zone liegenden Hochgebirge, während des Winters auch viele tiefer gelegenen Landstrecken ein Klima, das sich von dem Polarklima wenig unterscheidet; daher besteht auch grosse Aehnlichkeit in den hierbei gebildeten Ablagerungen. Gegen den Aequator zu bilden andererseits grasreiche Steppen so allmälige Uebergänge nach dem folgenden Wüstengürtel, dass auch hier vielfache Uebereinstimmung in den Charakteren der beiderseitigen Ablagerungen zu erkennen sind.

Selbst wenn wir den Wüstengürtel, der von den Meteorologen mit der gemässigten Zone vereinigt wird, von dieser abtrennen, so trägt sie doch mit Rücksicht auf die Temperaturverhältnisse diesen Namen mit Unrecht. Charakteristisch ist der Wechsel[1]) der Jahreszeiten. Während im Polarland die Monotonie der Kälte herrscht und seine Temperatur meist unterhalb des Gefrierpunktes liegt; während andererseits im Tropenland die Monotonie der Wärme sich geltend macht, ist das Klima der gemässigten Zone durch den beständigen Wechsel der Jahreszeiten bestimmt. Die Temperaturschwankungen sind beträchtlich und infolgedessen die physikalische Verwitterung bedeutsam. Im Inneren grosser Festlandsmassen herrscht ein kontinentales Klima, das innerhalb 90° C. schwankt, auf Inseln und in der Nähe des Küstensaumes mildert das Meer diese Differenzen.

Die gemässigten Zonen sind die Zonen der Westwinde. Mit ihnen ziehen in grossem ganzen die Sturmwirbel und die Sturmfelder in der Richtung von West nach Ost vorüber, und damit die Perioden regnerischer und schöner Witterung; denn auch die Barometermaxima verschieben sich, wenn auch viel langsamer und stetiger, im Allgemeinen von West nach Ost in den Zwischenräumen zwischen den Gebieten geringen Luftdruckes.

Die Witterung in den gemässigten Zonen unterscheidet sich von jenen der Tropenzone durch grosse Veränderlichkeit und scheinbaren

1) Hann, Handbuch der Klimatologie, S. 699 f.

Mangel an Gesetzmässigkeit. Die Ursache davon liegt in der grösseren Ungleichmässigkeit der Temperaturvertheilung und den dadurch hervorgerufenen Ausgleichsströmungen in den unteren Luftschichten, welche infolge der in diesen Breiten auftretenden grossen Ablenkungskraft der Erdrotation sogleich die Form von Luftwirbeln annehmen, welche auf ihrem langsam fortschreitenden Weg überall Wetterwechsel hervorrufen.

In der gemässigten Zone fallen überall beträchtliche Niederschläge, bald als Schnee, bald als Regen; und da in den höher gelegenen Gebirgsländern der Schnee das ganze Jahr ungethaut liegen bleibt, so verdichtet er sich zu Gletschereis, das ganz wie im Polargebiet auch hier die vornehmste Transportkraft repräsentirt. In den niedrigen Gebieten herrscht das fliessende Wasser, und vereint mit ihm der Wind, als denudirende Kraft. Beide sind oft so vergesellschaftet, dass es schwer hält, die Wirkung der Erosion von der Deflation in jedem einzelnen Falle zu unterscheiden.

Aber für die Bildung der Ablagerungen spielen die genannten drei Transportkräfte eine so verschiedenartige Rolle, dass wir bei unseren folgenden Betrachtungen die Faciesgebiete der gemässigten Zonen nach diesem Princip eintheilen wollen.

Gross ist die Verbreitung der Biosphäre in den gemässigten Zonen, und dadurch unterscheiden sie sich am auffallendsten von den pflanzenarmen Polarländern und den pflanzenlosen Wüsten, mit denen sie sonst so nahe verknüpft sind. Das Ueberwiegen trockener Schneeniederschläge nach dem Pole zu, und die Seltenheit aller Niederschläge in den Wüsten bedingt in beiden Fällen, dass die Atmosphäre unmittelbar auf der Lithosphäre ruht, und ihre denudirende Wirkung unverkürzt ausüben kann.

I. Wir betrachten zuerst den Faciesbezirk vorwiegender Exaration. Ueber einer topographischen Höhe, die im allgemeinen vom Polarland nach dem Aequator zunimmt, und die hier etwa 6000 m erreicht, fällt mehr Schnee, als die sommerliche Wärme schmelzen kann. Diese Region des ewigen Schnees bildet geradeso wie der überwiegende Theil des Polarlandes Firnfelder und körniges Eis, das, dem Zug der Schwere folgend, thalabwärts gleitet. Während innerhalb des Polarkreises dieses Eis als Inlandeis regional das ganze Festland überzieht und nur einzelne Numatakker heransragen lässt, tritt dasselbe im Hochgebirge wärmerer Breiten, und besonders der gemässigten Zone als Gletscher auf und erfüllt mit seinem gleitenden Eis lange Thalrinnen. Der Biafogletscher im Himalaja soll 64 km lang sein, der grösste Gletscher der Alpen, der Aletschgletscher, ist 24 km lang. Viele Gletscher sind wesentlich kürzer.

Entsprechend den, gegenüber dem Inlandeis, viel kleineren Dimensionen der Hochgebirgsgletscher, ist auch ihre Bewegung eine langsamere. Tägliche Geschwindigkeiten von 1 m sind schon sehr beträchtlich zu nennen.

Der allgemeinen Verbreitung der Gletscher entsprechend, hat ihre Denudationsfläche meist die Form einer gewundenen Rinne, die sich von dem, oftmals kesselförmigen, Firnbecken thalabwärts zieht, und an ihrem unteren Ende ganz allmälig übergeht in die Erosionsform des vom Gletscherbach durchflossenen Thales.

Die corradirende Wirkung[1]) des Gletschereises zerstört Felszacken durch Abscheifen, mildert die Formen, gleicht die Unebenheiten aus und bildet glattgeschliffene Flächen. Solche Gletscherschliffe kommen auf allen Gesteinsarten vor, fehlen aber in Vertiefungen und finden sich vorwiegend an Vorsprüngen. Die Beschaffenheit des Schliffes wird nur wenig von der Gesteinsart bestimmt; er bildet convexe Flächen in grösseren Formen, in die glatte Fläche sind Furchen eingegraben, welche oft die Gestalt langer haarfeiner Ritzen oder Schrammen annehmen. Die Schrammen gehen nicht genau parallel, sondern kreuzen sich oft unter schiefen Winkeln. Die Richtung der Schrammen entspricht meist der Thalrichtung.

Die Ablagerungen in den Gletschergebieten der gemässigten Zone entsprechen denen des Polarlandes. Vorwiegend sind 1. die **Moränen**, welche bald auf den Seiten des Eises als Seitenmoräne, bald auf dem mittleren Theil als Mittelmoräne, bald auf dem Boden als Grundmoräne transportirt werden. Zur Ablagerung kommen die Moränen nur am Eisrande, denn auf und unter dem Gletscher gelangen sie nicht zu Ruhe. Solange der Eisrand stabil bleibt, häuft sich eine bogenförmig gekrümmte Endmoräne gerade wie vor den Zungen des Binneneises auf. Bei rückschreitendem Eisrand, wird die Exarationsfläche mit den Sedimenten der Obermoränen und der Grundmoräne überschüttet.

Die Gesteinsarten sind in Zonen, in der Reihenfolge ihrer Ursprungsorte unvermischt geordnet. Sowohl eckige wie geschliffene Stücke vom gleichen Ursprungsort liegen nebeneinander. Die Moräne besteht aus Steinen, bald eckig und scharfkantig (von Obermoränen stammend) bald abgeschliffen und theilweise polirt, mit Ritzen und Schrammen versehen (aus der Grundmoräne stammend) die in allen Dimensionen, gemischt mit feinem Schlamm und Sand regellos durcheinander liegen. In der Grundmoräne liegen geschrammte Steine fest eingeschlossen in feinen Thon oder Mergel. Die Moränen sind vorwiegend ungeschichtet und werden nur am Rande des Eises durch die dahinbrausenden Schmelzbäche sortirt und gelegentlich zu geschichteten Ablagerungen umgearbeitet. Seen finden sich bisweilen zwischen oder neben den Gletschern. Der bekannte Märjelensee, der durch den Aletschgletscher abgedämmt wird, ist bekannt wegen seines häufigen Auslaufens. Er entleerte sich[2]) 1813, 1820, 1840, 1859, 1864, 1871, 1873, 1874, 1878, 1883, 1884, 1885, 1887. Im Jahre 1890 zeigten sich auf seinem Grunde so wenige Bodenabsätze, dass solche kaum eine geologische Bedeutung beanspruchen können.

Nur während der Eiszeit haben die damals wesentlich grösseren Alpengletscher auch grössere Seebecken gebildet, und hierbei Anlass zur Ablagerung geschichteter Sedimente gegeben.

2. Neben und zwischen den Moränen liegen **Flussschotter**, deren Charaktere wir weiter unten gemeinsam betrachten wollen. Wie im Polarlande, so sind auch mit den Gletscherablagerungen der Moränen organische und vegetabilische Ablagerungen oft verknüpft, grenzen doch die Gletscher oft direkt an pflanzenreiche Gebiete. Abich[3]) fand auf

1) Heim, Handbuch der Gletscherkunde, S. 402—407.
2) Bonaparte, Americ. Journal 1890, S. 95, Referat.
3) Abich, Zeitschr. für Allg. Erdkunde. Berlin, I, S. 84, 1853.

dem Plateau des Elbrus gewaltige Gletschermassen im Vorschreiten begriffen, und gegen die Waldregion vordringend. Ganze *Pinus*stämme, mit der Krone wohl erhalten, fanden sich im Eisen eingeschlossen. Moore und Grasflächen gedeihen in nächster Nähe des Eises, und überall können sich Humusreste mit den mechanischen Ablagerungen mischen. Schwarzer Gletscherschlamm[1]) aus den Rinnen des Dachsteingletschers enthielt keinen Kalk, aber 18,66 % organische Substanz.

3. Ausgedehnte Torflager bilden sich unter dichten Moosrasen am Rande des Unteraargletschers. Der braunschwarze Humus häuft sich zu dicken Torfschichten an, und diese wechsellagern an manchen Stellen mit den wohlgeschichteten Sanden und Schottern der Gletscherbäche.

4. Auch Ockerabsätze entstehen am Rande alpiner Gletscher, gerade so wie im Polarland. In kleinen Pfützen sammelt sich das eisenhaltige Wasser, überzieht die Steine mit dunkelbraunen glänzenden Rinden, und wenn sich die Schmelzwasser ihren Weg durch eine solche Pfütze hindurchbahnen, dann reissen sie die braunrindigen Gerölle mit sich fort, verschleppen sie unter anderes Moränen- und Flusskiesmaterial, und zwischen den hellen Kieseln derselben heben sich dann die braunen Ockersteine seltsam heraus.

II. Ein grosser Theil des Moränenmaterials wird von den Schmelzbächen wieder aufgehoben, durch das rinnende Wasser weiter getragen und verliert dabei die ihm ursprünglich eigenen Charaktere, die es durch das Eis erhalten hat. Derartige Vorkommnisse leiten uns zu dem zweiten Faciesgebiet der gemässigten Zone, dem Faciesgebiet vorwiegender Erosion.

Die Erosionskraft des fliessenden Wassers äussert sich von der Quelle bis zur Mündung in ein Sammelbecken. Filtrirt und von den mechanischen Beimengungen befreit, tritt das Quellwasser gewöhnlich zu Tage, daher ist das A. Quellgebiet eine Region vorwiegend chemischer Absätze. Längs des Laufes nimmt das rinnende Wasser verwitterten Gebirgsschutt auf, und lagert denselben im Gebiet des lineraren Flusslaufes häufig wieder ab. B. Der Flusslauf ist daher vorwiegend durch mechanische Ablagerungen charakterisirt. Ist in dem Flusslauf ein C. Seebecken eingeschaltet, so werden auch hier viele mechanische Sedimente gebildet, zu denen sich auch chemische und organische Absätze gesellen können. Erreicht der Fluss endlich das Meer, oder einen grösseren Binnensee, so ist sein Mündungsgebiet der Ort, wo er sich endgiltig reinigt von seinen mechanischen Beimengungen, daher werden wir die D. Flussdelta besonders zu besprechen haben.

A. Die Ablagerungen des Quellengebietes sind in der Regel chemischer Natur. Allerdings führen oberflächlich entspringende Quellen nach starken Regengüssen beträchtliche Mengen von Sand und Schlamm, besonders wenn sie aus verwittertem Schuttboden entspringen. Auch während und nach Erdbeben hat man beobachtet, dass Quellen sich trüben und wir haben schon auf die theoretische Bedentung dieser Thatsache auf S. 605 hingewiesen. Bemerkenswerthe Mengen 5. mechanischer Ablagerungen finden wir nur in der Umgebung der sogenannten Schlammvulkane, Schlammsprudel, Macaluben, Pelozeme oder

1) VOGEL, Abh. Akademie der Wissensch. München 1860, S. 627.

Salsen. Man hat dieselben mehrfach in der Nähe von Vulkanen beobachtet und daraus geschlossen, dass sie vulkanischen Ursprungs seien umsomehr als sie periodisch fast versiegen, um dann mit grosser Gewalt wieder hervorzubrechen. Allein die Schlammsprudel kommen auch so fern von allen vulkanischen Herden vor, dass ein solcher Zusammenhang kaum angenommen werden kann. Da die Schlammsprudel in der Regel grosse Mengen von Kohlenoxyd, Kohlensäure, Kohlenwasserstoffgas ausstossen, so liegt es nahe, die Eruptionen der Salsen in ursächlichen Zusammenhang mit diesen Gasen zu bringen.

Am bekanntesten, schon seit dem Alterthum, ist die Macaluba bei Girgenti in Sicilien. Hier ist ein welliges Terrain von tiefen Regenschluchten zerschnitten, in denen vereinzelte scharfkantige Felsblöcke liegen. Auf einem der dadurch abgegrenzten Plateaus befindet sich eine schlammbedeckte Ebene von etwa 100 m Durchmesser, die durch eine Stufe in zwei Absätze getheilt wird. Gegen 100 ganz flacher Kegel erheben sich nur wenig über den grauen Schlammboden und zeigen auf ihrem Gipfel je eine 20—80 cm grosse Pfütze schlammigen Wassers aus dem grosse Blasen gurgelnd emporsteigen. Langsam rannen (April 1884) kleine schmale Schlammgerinne über den Rand der Wasserlöcher und erhöhten dieselben beständig. Allem Anschein nach musste jeder stärkere Regen die Bodengestaltung des ganzen Gebietes sehr wesentlich verändern.

Am Südfuss des Etna bei Paterno[1]) sind ähnliche Schlammsprudel, welche ein Gebiet von 7800 □m mit lichtgrauem Schlamm bedeckt haben. In der Provinz Modena bei Nirano[2]) liegt von Hügeln umgeben eine 400 m lange und 100 m breite Fläche, auf der sich 15 Schlammkegel erheben, die bald blos unansehnliche Bodenanschwellungen von 5—50 cm und breiter Basis bilden, bald als steile Krater 1—3 m hoch emporragen. Auf den Gipfeln dieser Kegel befinden sich immer kleine, kraterähnliche Oeffnungen aus denen bei einigen fortwährend Schlamm überfliesst und Gasblasen geräuschlos aufsteigen, während bei anderen das Ausstossen des Schlammes und die Gasexhalationen in kurzen Pausen intermittirend mit brausendem Geräusch geschehen. Der ausfliessende Schlamm erhärtet zu einem aschgrauen, brüchigen, in Wasser breiig werdendem Sediment.

Aus der Salse von Sassuola floss der Schlamm 1835 über 1 km weit herab, und füllte mit seiner etwa $1^1/_2$ Million kbm fassenden Masse ein kleines Thälchen aus. Diese Schlammströme bestehen aus scharfkantigen Bruchstücken von Flysch, Macigno, Sandstein, Kalkspath, Serpentin u. s. w., welche in eine feinkörnige Schlammmasse eingebettet sind.

Am weitesten verbreitet aber sind die Schlammsprudel am Ufer des Kaspischen Meeres, in der Nähe von Baku[3]). Sowohl auf dem Festland wie in der See kennt man eine Anzahl einzelner Salsen, umgeben von grauen Schlammströmen. Durch eine einzige Eruption wurde einer dieser Schlammkrater 6 m hoch mit Schlamm bedeckt. Der Schlamm enthält scharfkantige Bruchstücke von Sandstein, Mergel,

1) Silvestri, Ausland 1879, S. 138.

2) Nach Stoehr, v. Guembel, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. München M. Ph. Classe 1. März 1879, S. 232.

3) Abich, Mem. Acad. d. Wissensch. St. Petersburg VII. VI. S. 22, 28.

Kalk, Gyps. Aber selbst die grössten dieser Salsen haben den Charakter isolirter lokaler Ablagerungen.

6. Die chemischen Absätze der Quellgebiete bestehen vorwiegend aus kohlensaurem Kalk, der als Kalksinter abgelagert, überaus mächtige Sedimente bildet. Die Betheiligung der Organismen an der Bildung des Kalksinter haben wir schon S. 654 besprochen. Die Kalksinter entstehen in der Umgebung kalkhaltiger Quellen, besonders da wo dieselben lebhaft sprudelnd thalabwärts rauschen. Die oft stark geneigte Böschung des Untergrundes erzeugt eine primäre Neigung der Sinterschichten, welche bisweilen 50° und mehr beträgt. Auf ebenem Boden, am Grunde von seeartigen Erweiterungen des Baches bilden sich horizontale Schichten.

Der Kalksinter ist weiss, gelblich, durch Eisensalze braun, oder durch kohlige Beimengungen schwarz gefärbt, und wird bald als lockeres Pulver, bald in krystallinischer Form abgesetzt. Daher sind die Kalksinter in vielen Fällen erdig, porös; unter anderen Umständen werden sie dicht und massig. Sie überrinden Pflanzen, Knochen, Schneckenschaalen und andere Fremdkörper und schliessen dieselben allmälig vollständig ein.

Nicht selten bilden sich in den Sinterquellen oolithische Kugeln und Körnchen, die sich zu Rogenstein anhäufen. Die Grösse der einzelnen Oolithkugeln hängt wesentlich von der sprudelnden Bewegung des Wassers ab, und vermindert sich mit Abnahme der Wasserbewegung. So kann man aus der Aufeinanderfolge von Schichten verschiedener Korngrösse einen Schluss ziehen auf die abwechselnde Bewegungsintensität des Wassers. Während in den Travertinen von Bagni bei Tiroli 0,5 mm grosse Oolithe eingestreut sind, erreichen sie in der Umgebung des Karlsbader Sprudels einen Durchmesser von 6 cm.

Die Kalksinter sind durchaus lokale Ablagerungen, welche in ihrer Verbreitung eng begrenzt, und auf die nächste Umgebung der Quellen beschränkt sind.

7. Weit verbreitet sind in der gemässigten Zone die Limonitbildungen[1]) d. h. ockergelbe bis umbrabraune sandige, erdige, schlammige Ablagerungen von Eisenoxydhydrat und phosphorsaurem Eisenoxyd. Sie bilden sich in Moorgegenden, in den zwischen Dünen gelegenen Thälern, in Sand- und Haidegebieten, in den Uferländern träge dahinfliessender Ströme und in Seebecken. Sie treten hier als 3—150 cm dicke Ablagerungen auf. Die Eisensalze sind anfangs gelatinös und schleimig, erhärten allmälig, und bilden schliesslich Linsen, Nester oder ausgedehntere Lager von dichtem, pechähnlichem, sandigem, oder porözelligem Gefüge.

In den Limonitlagern[2]) sammelt sich der Eisengehalt eines grösseren Gebietes an, und die Eisentheile wandern hierbei oft, im Wasser gelöst, über weite Strecken ehe sie zum Absatz kommen.

8. Von organischen Ablagerungen finden wir im Quellgebiet der Flüsse, aber auch sonst noch weit auf dem Festland der gemässigten Zone verbreitet, Moore und Humuslager. Wenn abge-

1) Senft, Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen, S. 168.
2) Stapff, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1866, S. 86.

storbene Pflanzentheile bei niedriger Temperatur und Sauerstoffmangel angehäuft werden, so zerfällt die Cellulose in eine braune oder schwarze amorphe Masse, die man als Humus oder Torf bezeichnet. Der Humus ist im Wasser unlöslich, und besteht aus einem Gemisch sehr verschiedener organischer Körper, unter denen gewisse organische Säuren in sofern eine grosse Rolle spielen, als sie antiseptisch wirken.

Es ist begreiflich, dass sich unter solchen Umständen die kälteren Klimate viel besser zur Humusbildung eignen, als die Länder der warmen Zone. Aber da im Polarland durch die weit verbreitete Schnee- und Eisdecke das Pflanzenleben überall eingeschränkt wird, so mischt sich zwar Humus fast allen festländischen Ablagerungen des Polargebietes bei und färbt dieselben dunkel, allein die Ablagerungen reiner Humusmassen sind verhältnissmässig spärlich verbreitet.

Viel günstiger liegen die Verhältnisse in der gemässigten Zone, wo nur ein Theil des Jahres hindurch Schnee fällt, wo das Pflanzenleben eine dichte Decke bildet, und überall die Bedingungen für den Luftabschluss durch Wasser gegeben ist. Das Süsswasser [1]) enthält nur $^{1}/_{30}$ der Menge des freien Sauerstoffes, welcher sich in einem gleichen Volumen atmosphärischer Luft vorfindet. Die Folge davon ist, dass unter Wasserbedeckung, besonders wenn das Wasser ruhig ist, die Pflanzenfaser leicht zu Kohle und Humus reducirt werden kann. Beschleunigend auf diesen Verwesungsprocess wirkt die Gegenwart von kohlensaurem Kalk.

Trotz seines reichen Pflanzenlebens ist das Tropenklima für Humusanhäufung nicht sehr geeignet, denn die hohe Lufttemperatur beschleunigt die Zersetzung und Oxydation der aufgehäuften Pflanzenreste und zerstört leicht die gebildete Torfmasse. Wir werden diese Verhältnisse noch zu schildern haben.

Wir unterscheiden [2]): a. Hochmoore, b. Niederungsmoore und c. Waldmoore; naturgemäss giebt es zwischen diesen Typen allerlei vermittelnde Uebergänge (Mischmoore).

a. Die Hochmoore sind in Europa am weitesten verbreitet, und haben ihren Namen davon, dass die Humusmasse derselben sich merklich über die Umgebung erhebt und einen kuppelförmigen flachen Hügel bildet. Der Untergrund der Hochmoore ist theils muldenförmig, theils eben, theils etwas geneigt. Er besteht meist aus feinkörnigem, weissem, oft kalkfreiem Sand, unter dem manchmal lehmiger Sand, ja auch Thon und Mergel liegt. Nicht selten ist die oberste Schicht desselben bleigrau. Oefter geht der Sand, der meist eine Mächtigkeit von 30—50 cm besitzt, in eisenreichen Ortstein über, der von rothbrauner Farbe und etwa 10—15 cm mächtig ist.

Wo ein Hochmoor auf thonigem, lehmigem, oder mergeligem Grunde aufliegt, findet man eine Zwischenschicht von sogenanntem „Darg“, einer Anhäufung von Pflanzen (besonders *Arundo phragmites*) die für Niederungsmoore charakteristisch sind, so dass man sagen kann, ein Niederungsmoor bildet die Grundlage für das Hochmoor. Die Flora des

1) v. Seelhorst, Acker- und Wiesenbau auf Moorboden. Berlin 1892, S. 7.
Gremblich, Beginn der Torfbildung, Progr. Innsbruck 1877.
Jentsch, Abh. d. Physik. ökon. Ges. zu Königsberg 1878, S. 81.

2) Nach Steenstrup und Grisebach, Ueber die Bildung des Torfes in den Emsmooren. Göttinger Studien 1845, S. 9.

Hochmoores besteht hauptsächlich aus zwei Haiderarten: *Erica Tetralix* und *Calluna vulgaris;* an anderen Stellen überwiegen Gräser, besonders *Eriophorum variegatum* und *Scirpus caespitosus*, während *Sphagnum acutifolium* eine zweite Moorflora charakterisirt, so dass man Haidemoor und Moosmoor als wesentliche Typen unterscheiden kann.

b. Die Niederungsmoore oder Wiesenmoore sind meist räumlich getrennt von den Hochmooren. Im Allgemeinen herrschen jene im Nordosten, diese im Nordwesten von Deutschland vor, während im Süden und auf den Gebirgen Deutschlands hauptsächlich „Mischmoore" gefunden werden. Die Niederungsmoore bilden sich in flachen, nährstoffreichen, stehenden, oder schwach fliessenden Gewässern, besonders an den Ufern derselben, die periodisch überschwemmt werden. Die Flora setzt sich hauptsächlich zusammen aus *Carex panicea, Phragmites communis, Hypnum, Mnium* und anderen Wasserpflanzen. Häufig wachsen Bäume dazwischen.

Das Niederungsmoor ist meist sehr reich an mechanisch beigemengten Sedimenten, und bei Ueberschwemmungen bildet sich eine oft wiederholte Wechsellagerung von Kies, Sand oder Schlamm mit den Torfschichten. Die Unterlage der Wiesenmoore besteht nicht selten aus „Alm", einem Kalkschlamm, dessen Enstehung wir noch zu besprechen haben. Häufig bilden sich in Niederungsmooren Raseneisenstein und Eisenocker, die bisweilen sehr beträchtliche Mengen von Phosphorsäure enthalten. Diese Phosphorverbindungen bilden rothe, eisenockerige oder auch weisse Massen, welche an der Luft lebhaft blau und endlich braungelb werden. Auch Schwefelkies bildet sich häufig in Niederungsmooren.

c. Die Waldmoore entstehen aus vermodernden Baumstämmen und Moospolstern, wie sie in dichten Wäldern den Boden überziehen. Im Böhmerwald, im Schwarzwald kennt man urwaldähnliche Strecken, die von mächtigen Waldtorfablagerungen überdeckt sind. Von dem nördlichen Seeland beschreibt sie Steenstrup[1]). Als das berühmteste Beispiel dürfte der Great Dismal Swamp[2]) an der Nordgrenze von Nordcarolina gelten. Dieser ungeheure Sumpf liegt westlich von Norfolk, und erstreckt sich von da südwestlich über den ganzen Saum, der sich zwischen der Fichtenregion und dem Lagunenrand hinzieht, doch dringt das Meerwasser niemals bis dahin. Der Boden besteht bis zu einer Mächtigkeit von 8 m aus einer schwarzen, moderigen, vegetabilischen Substanz, auf welcher sich, wo sie nicht von zu hohem Wasser bedeckt ist, mächtige Farne und Schilfgewächse erheben. Der Dismal Swamp wird von tiefen Kanälen durchzogen, deren Ränder ebenfalls lediglich aus Torf bestehen. Am häufigsten ist *Sphagnum*, dann sieht man Schilfdickichte von 2—3 m Höhe, durch die man sich nur mit dem Beil einen Weg bahnen kann. Ausserdem findet man *Andromeda Smilax* und andere Schlingpflanzen, über die ein weiter Dom von hohen herrlichen Bäumen hinausragt. Tulpenbäume und Magnolien, Ahorne und *Juniperus, Pinus* und *Taxodium* findet man in schönen Exemplaren. Ein runder See von 8 km Durchmesser und

1) Steenstrup, Afhandl. af Dansk Videnskab. Selbskab. 1841.
2) Lesquereux, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1852, S. 695.
Credner, das. 1866, S. 80.

5 m Tiefe wird zwar von keinem Bach gespeist und doch ist sein Boden überall mit umgestürzten Bäumen bedeckt. Die Hitze in dem Sumpfwald ist überaus gross.

Der Grad[1]), bis zu welchem die Pflanzen bei der Torfbildung zerstört und chemisch zersetzt werden, hängt wesentlich von der Organisation jedes einzelnen Gewebes ab. Entweder erhalten sich die Zellen durch alle Stufen der Vermoderung hindurch unverändert, oder die Gewebe der Pflanzen verwandeln sich in eine amorphe Humusmasse, in welcher die mikroskopische Untersuchung nur braun oder schwarz gefärbte Körnchen nachweist. Der amorphe Torf verhält sich durchaus wie ein präcipitirtes Pulver, welches aus sehr kleinen lose angehäuften Molekülen besteht. Der Moostorf behält stets seine zellige Struktur und verwandelt sich nie in amorphe Humusmasse.

Die Vermoderung und Bildung von amorphen Torf scheint ziemlich rasch vor sich zu gehen; und der sogenannte „unreife" Torf ist in vielen Fällen nicht unvollständig vermoderte Cellulose, sondern eine aus anderen Pflanzen entstandene Humusmasse. Die Schichtung des amorphen Torfes ist gewöhnlich sehr unvollkommen; wo sie bemerkt wird, liegen die Absonderungsflächen horizontal, und werden nicht selten durch bandartige oder papierdünne Zwischenschichten von Cyperaceenepidermis bezeichnet. Der amorphe Torf von Papenburg ist 9 m mächtig, am Dümmer See soll er noch dicker sein. Die mittlere Dicke des Moores bei Hesepertwist beträgt 3—4 m.

In der amorphen Torfmasse findet man oft Einschlüsse, welche ihre Struktur wohl erhalten haben. Doch ist es besonders bemerkenswerth, dass diese mikroskopisch nachweisbar wenig veränderten Gewebe oftmals nicht dieselben Pflanzentheile sind, die den amorphen Humus bildeten. Verharzte Rindenstücke, die verkieselte Epidermis und gerbstoff- und harzreiche Samen von Gräsern und Coniferenstämme findet man als wohlerhaltene Einschlüsse. Und gerade diese Gewebe eignen sich nicht zur Bildung von amorphem Humus.

Von anderen vegetabilischen Einschlüssen in amorphen Torf kennt man[2]): Wurzelstöcke und Stammtheile von Bäumen, welche noch gegenwärtig entweder auf Torfmooren oder doch in ihrer Umgebung wachsen. Abgebrochene Kiefernstämme, sämmtlich nach S. O. gerichtet, findet man in Menge in den meisten norddeutschen Mooren. Im Moore von Hartfeld in Yorkshire fand man 40 m lange und 2—4 m dicke Eichenstämme.

In den Torfmooren bei Vilseck[3]) finden sich plattgedrückte Stämme ohne Risse und ohne Berstung, zum Beweis, dass das Holz bei seiner Zersetzung durch einen weichen plastischen Zustand hindurchging. Auch im Fichtelgebirge fanden sich Stämme von *Pinus sylvestris* schichtenweise eingelagert, sämmtlich parallel liegend; auf den Rissen und Zerklüftungen kommt Fichtelit vor.

Von animalischen Resten kennt man in Torflagern: Schaalen von Sumpfschnecken, *Paludina*, *Cyclostoma*, *Planorbis*, *Lymnaeus*, *Val-*

1) Grisebach, l. c., S. 32.

2) Senft, Die Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen. Leipzig 1862, S. 142.

3) v. Guembel, Geogn. Beschreibung des Ostbayr. Grenzgebirges, S. 815. v. Guembel, Geogn. Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 615.

vata. Leichen und Skelette von Wirbelthieren sind meist ausgezeichnet erhalten. Im Torfmoor von Franzensbad[1]) bilden sich Anhäufungen von Diatomeen, besonders *Navicula, Gomphonema* und *Campylodiscus.*

Als Zwischenschichten in Torfmooren findet man: Dünensand, erdigen Kalk (Alm) und Thon, dieselben drei Sedimente, welche auch als Unterlage von Mooren so häufig beobachtet werden. Während die Wasserundurchlässigkeit des Thones und des Alms wohlbekannt ist, erscheint es sonderbar, dass auch Dünensand den Boden von Mooren bilden könne. Allein wie GRISEBACH gezeigt hat, wird der Sand durch organische Stoffe, wie Humus, leicht impermeabel, und kann dann für die Entwicklung einer mächtigen Torfschicht vollkommen geeignet sein.

Die schon früher erwähnte Thatsache, dass die Hochmoore sich über ihre Ufer erheben und mehrere Meter darüber emporwachsen, giebt Veranlassung zu den verderblichen Moorausbrüchen, welche besonders in Irland beobachtet worden sind. 1821 brach das Moor von Tulamore aus; ein schwarzer Schlammstrom von 5—20 m Dicke wälzte sich über das Land und verwüstete 300 Acker Landes. 1835 brach aus dem Moor von Fairloch[2]) ein Torfstrom hervor, der eine Fläche von 500 m Länge, 100 m Breite stellenweise 10 m hoch bedeckte und sich in den Mainefluss ergoss.

Ueber die Wachsthumsgeschwindigkeit der Moore lassen sich natürlich keine allgemein giltigen Normen angeben:

nach HOFFMANN[3]) wächst Torf in 100 Jahren 5 m
„ v. LEONHARDT „ „ „ „ „ 6 m
„ DE LUC „ „ „ „ „ 6 m
„ VAN MARUM „ „ „ „ „ 5 m

Durch Entwässerung verdichtet sich das Moor sehr beträchtlich. Das Whittlesey More[4]) im Fennland (bei Cambridge) senkte sich durch Drainiren zwischen 1848 und 75 von 5,5 m auf 2,3 m.

Längere Zeit eingedeichte Polder mit moorigem Untergrund von 5—6 m senken sich im ersten Jahrhundert nach der Eindeichung um 1 m, in den folgenden 4—5 Jahrhunderten je 0,2—0,4 m.

Ein stark ausgetrocknetes Moor wird an der Oberfläche staubig, und nimmt dann nur so viel Wasser wieder auf, als es mechanisch in seinem Porenvolumen (S. 694) und an der Oberfläche halten kann.

Eine über dem Moorlager aufgeschüttete Sanddecke verlangsamt die Verdunstung; während von einem offenen Moor im Sommer 40 % Regenwasser verdunsten, verringert sich diese Zahl bei sandbedeckten Mooren auf 12 %. Grobkörniger Sand vergrössert die wasserhaltende Kraft des Moores, feinkörniger Sand verringert sie.

B. Die Ablagerungen des Flusslaufes sind überwiegend mechanische. Die Arbeit der Sonnenwärme[5]), die zur Erhebung des Wassers in Dunstform verbraucht wurde, tritt im niederfallenden Regen und in den von den Höhen nach den Niederungen und dem Meere zurückfliessenden Wasser in gleicher Summe wieder auf. Würde das fliessende

1) PALLIARDI, Neues Jahrb. für Min. 1838, S. 89.
2) Neues Jahrb. für Min. 1837, S. 59.
3) SENDTNER, Die Vegetationsverhältnisse Südbayerns 1854, S. 646.
4) SUESS, Antlitz der Erde, II, S. 351, nach Skertchley.
5) v. JOLLY, Jahresbericht Geogr. Ges. München 1873, S. 22.

Wasser nicht als Transportkraft bedeutende Leistungen zu vollziehen haben, so würde es wie auf einer schiefen Ebene mit stets wachsender Geschwindigkeit dem Meere zueilen. Der Fall des Rheins von Strassburg bis Mainz ist 94 m. Die Geschwindigkeit des von solcher Höhe herabkommenden Wassers, müsste nach dem Fallgesetz nahezu 43 m sein, während in Wirklichkeit die mittlere Bewegung des Rheins dort 1,5 m ist. Die Kiesbänke, die der Strom abwärts führt, und die Corrasion die er leistet, nehmen weitab den grösseren Theil der Arbeit des fliessenden Wassers in Anspruch. Ritter unterschied zuerst an den Flüssen den steilen Oberlauf, den sanft geneigten Mittellauf und den fast horizontalen Unterlauf.

Mit dem herabfallenden Regen beginnt auch die Arbeit des Wassers. Das festeste Gestein wird angegriffen, die Trümmer werden zu Rollsteinen, Kies, Sand und Schlamm zerkleinert, und den Niederungen zugeführt. Im Oberlauf des Flusses tritt die Arbeitsleistung des Wassers am augenfälligsten entgegen, grosse Felsblöcke werden losgerissen und vorwärts bewegt, und der scharfkantige Gehängeschutt wird thalabwärts getragen. Die Ablagerungen des Oberlaufes sind ausgezeichnet durch die Verschiedenheit der Korngrösse. Grobe Steinquadern und kleiner Kies, Sand und Schlamm liegen ungeordnet durcheinander, und aus diesem Reservoir durcheinander gemengter Schuttmassen trägt das Wasser die verschieden schweren Bruchstücke verschieden weit dem Unterlaufe zu. Im Allgemeinen nimmt die Korngrösse der Ablagerungen vom Oberlauf nach dem Unterlauf des Flusses beständig ab, der Mittellauf ist durch Kies und Sand charakterisirt, der Unterlauf setzt feinkörnigen Schlamm ab.

Aber das fliessende Wasser sondert die transportirten Schuttmassen nicht nur dem Längsprofil des Flusslaufes entsprechend in immer feiner werdende Absätze, sondern je nach der wechselnden Geschwindigkeit, werden auch lokale Differenzen erzeugt. Wir haben die Ablagerungen der Seebecken, welche in den Flusslauf eingeschaltet sind, noch besonders zu besprechen, müssen aber schon hier darauf aufmerksam machen, dass im Allgemeinen die Verschiedenheit der Wasserbewegung in der Verschiedenheit der Ablagerungen zum Ausdruck kommt.

9. Eine der wichtigsten Arbeiten, die die Flüsse in ihrem Mittellaufe vollziehen ist nach den Untersuchungen Grebenau's [1]) das Vorrücken der Kiesbänke. Die Kiesbänke rücken auf jeder Seite des Stromes parallel mit dem Ufer fort, und überschreiten nie das Flussbett. Stromaufwärts beginnen sie mit einer sanft geneigten Ebene, stromabwärts haben sie eine steil abfallende Böschung. Auf der Luvseite (dem Wasserstoss entgegen) werden die Gerölle abgetragen, bis zur steilen Böschung der Leeseite vorwärts geschoben und fallen hier, einer Unterlage entbehrend, herab.

Alle scheibenförmigen Gerölle suchen sich hierbei dachziegelartig in der Weise übereinander zu ordnen, dass sie unter einem Winkel von 5—20° gegen die Stromrichtung einfallen, so dass man hieraus bei einem fossilen Kieslager sofort die Stromrichtung bestimmen kann.

1) Vergl. Grebenau, Der Rhein vor und nach seiner Regulirung 1869.

Am Mittellauf des Rheines beobachtet man, dass die Kiesbänke in Abständen von 2 km hintereinander liegen, und dass jede dieser Bänke im Jahre etwa 278 m vorrückt. Stromabwärts nimmt die Distanz der Kiesbänke zu. Rollsteine, die bei Strassburg noch Straussenei-gross sind, findet man bei Germersheim nur noch von der Grösse eines Hühnereies, ein Beweis, dass der Fluss hier nur noch kleinere Gerölle forttragen kann.

Die Form der Flussgerölle ist grossen Schwankungen unterworfen. Im Allgemeinen haben sie angefeuchtet eine glänzende, im trockenen Zustand eine matte Oberfläche, sie unterscheiden sich dadurch von den wie polirten, gleichmässig glänzenden Sand- geschliffenen Geröllen, und den mit einzelnen spiegelnden Streifen, Kritzen und Schrammen bedeckten Moränengeschieben; während ein Unterschied zwischen Flussgeröllen und Meeresgeröllen nicht erkennbar ist. C. SCHIMPER[1]) suchte zwar die Form der Flussgerölle auf mathematische Gesetze zurückzuführen, aber seine „Rhoologie" hat nur historisches Interesse.

Für die Transportkraft[2]) der Flüsse spielen auch die Eisschollen eine gewisse Rolle. Das Eis bildet sich sowohl an der Oberfläche, wie am Grunde des Wassers. Das **Oberflächeneis** friert Sand und Erde, Pflanzen und Steine zusammen, und wenn die Schollen beim Eisgang vom Ufer abgerissen werden, dann verfrachten sie grosse Mengen fester Bestandtheile stromabwärts, die das Wasser selbst nicht würde transportirt haben. Beim Eisgang erodiren die mit Schollen erfüllten Wasserfluthen heftig an den Flussufern.

Am Grunde des Wassers bildet sich sogenanntes **Grundeis**. In der Donau entsteht es besonders an seichten unebenen Stellen des Bodens, die durch einen Wasserwirbel ausgezeichnet sind. Hier steigen dann runde Eisscheiben, oft mit Sediment durchsetzt zur Wasseroberfläche empor. Auch im Rhein[3]) bildet sich schaumiges, aus vielen Eisnadeln bestehendes Grundeis, bleibt mehrere Tage am Boden angefroren und taucht endlich als runde Scholle in senkrechter Stellung auf, um sich den Oberflächenschollen beizumischen.

In der Regel besteht auf dem Längsprofil eines Flusslaufes ein bestimmtes Verhältniss zwischen der Böschung der Denudationsfläche und der Form der mechanisch transportirten Schuttmassen, in der Weise, dass auf stark geneigter Erosionsfläche vorwiegend scharfkantige Blöcke und regellos durcheinander gemengter Schutt, auf flach geneigter Erosionsfläche (Mittellauf des Flusses) gerundete Kiesel, in einzelnen Zwischenlagen zwischen sandigen oder schlammigen Schichten, auf horizontaler Erosionsfläche im Unterlauf aber nur feiner Sand und Schlamm in horizontalen weitverbreiteten Schichten abgelagert wird.

Ein Fluss[4]), welcher periodisch anschwillt, übt eine viel grössere erodirende und transportirende Kraft aus, als ein solcher, welcher bei gleichem Mittel stets dieselbe Wassermasse führt. Die Erosionsfläche (Flussbett) und die Auflagerungsflächen gestalten sich in ihrer Form und Verbreitung nach der Vertheilung der Kräfte bei Hochwasser. Zwar ist eine solche verschiedene Wasserführung der Flüsse am ex-

1) H. SCHAEFFER, Erinnerungsblätter der math. Ges. zu Jena 1870, S. 24.
2) COLUMBUS, Neues Jahrb. für Min. 1849, S. 489, Ref.
3) v. DECHEN, das. 1851, S. 455, Ref.
4) v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende, S. 153.

tremsten in den Wüsten zu finden, und wir werden im folgenden Abschnitt noch eingehend darüber zu sprechen haben; aber auch im gemässigten Klima bewirken Vegetationsarmuth, Schneeschmelze und ähnliche Umstände oft ein rasches Anschwellen der Flüsse nachdem dieselben lange Zeit fast trocken waren. An der Küste Calabriens, wie an der Ostküste von Sicilien findet man überall die breiten Geröllbetten halbvertrockneter Bäche, die sogenannten *Fiumaren*, welche bei Gewittern eine ungeheuere Wassermasse herabsenden, die gewaltige Schuttmassen transportirt und aufbereitet.

Wenn ein Fluss [1]) seine Ufer seitwärts überschreitet und das benachbarte Gebiet überschwemmt, so bildet er auch Zonenabsätze seines Schuttes auf dem Ufergelände, und zwar in umso grösserer Ausdehnung. je ebener das Terrain ist. Es wird sich also in solchen Fällen regelmässige horizontale Schichtung mit weiter Flächenausdehnung, unregelmässige Schichtung auf kürzere Erstreckung geltend machen. Zunächst den Ufern bildet sich oft, aber nicht immer, eine Zone von Geröllen, dann folgt eine Zone von grobem oder feinem Sand, endlich eine Zone von Erdschlamm.

Jeder Fluss, der auf flachgeneigter Unterlage dahintreibt, besteht aus zwei verschiedenen Theilen. Eine untere Wasserschicht, welche infolge der Bodenreibung langsamer fliesst, transportirt zwar gröbere Gerölle und Sande langsam vorwärts, lässt aber zwischen denselben so viel Sand und Schlamm zur Ablagerung gelangen, dass Ablation und Transport gering ist. Die oberen Wasserschichten fliessen wesentlich schneller, werden nur am Ufer durch Reibung gehindert, und transportiren die Flusstrübe ungehemmt dem Meere zu.

Die Wassermasse eines grösseren Flusses führt in verschiedenen Regionen des Flusslaufes auch mineralogisch sehr verschiedene Sedimente. Im Oberlauf bilden die Ablagerungen eine vollständige Sammlung von allen Gebirgsarten und Mineralien, aus denen die umliegenden Gebirge und Länder des Flusssystems bestehen. Im Mittellauf verschwinden zwar die Gerölle, aber der Sand ist noch immer verschiedenartig genug und zeigt bei einer genauen Untersuchung nicht blos die Mineralien des Oberlaufes, sondern auch diejenigen der Nebenflüsse. Freilich macht sich hierbei in zweifacher Weise eine Auslese geltend. Erstens verschwinden die im Wasser löslichen oder zersetzbaren Mineralien allmälig und verwandeln sich in Flusstrübe, aber auch die physikalische Härte wirkt auslesend auf die Flusssedimente, indem weichere Gesteine von härteren Geröllen, zwischen denen sie liegen bald aufgerieben werden. Während der Avisio in seinem Oberlauf grosse Mengen von Kalkgeröll zwischen Porphyr und Syenitblöcken erkennen lässt, verschwinden im unteren Fassathal die Kalkblöcke immer mehr und die Eruptivgssteine nehmen relativ an Zahl zu. So kann von einem Schiefergebirge mit sekundär entstandenen Quarzgängen durch den Flusslauf das ganze Schiefermaterial in feinen Schlamm verwandelt werden und die Quarzgerölle bleiben als unzersetzter Rest im Gebiet der Erosionsrinne allein übrig.

10. Die Entstehung der „Seifengebirge“ mit ihrem relativ reichen Gehalt an Edelmetallen und Edelsteinen ist auf dieselbe Weise zu er-

1) SENFT, Die Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen, S. 39.

klären. Die chemisch sehr widerstandsfähigen und specifisch sehr schweren Edelmetalle, und die überaus harten Edelsteine werden beim Transport des Flusses von Corrasion und Zersetzung verschont, bleiben zurück und finden sich in relativ viel grösserer Menge in dem aufbereiteten Gebirgsschutt, als sie in den unverwitterten Gebirgen vertheilt waren. Die Edelsteingruben von Ratnapura auf Ceylon sind in solchem Verwitterungsschutt des Kaluganga und seiner Nebenbäche, die Goldwäschereien Nordamerikas in den Ablagerungen am Fusse denudirter Gebirge angelegt worden. Die Goldwäschereien [1]) des Rheines finden sich meist auf dem rechten Ufer von Kehl bis Daxlanden, bei Mainz hört das Gold ganz auf. Das Metall kommt in kleinen messinggelben Blättchen vor, die aus dem Gebiet der Aare stammen. 1804—1834 wurden über 150 kg gewonnen.

Wie aus dem oben Mitgetheilten [2]) hervorgeht, so bildet jeder Fluss schon allein bei constanter Wassermenge verschiedenartige Ablagerungen in den verschiedenen Theilen des Flusslaufes. Indessen bleiben sich dieselben weder in ihrer Menge, noch in ihrer Art selbst innerhalb eines Jahres gleich.

Die Absatzbedingungen wechseln beständig fast an jeder Stelle des Flusssystems, und die Folge dieses Wanderns der Facies ist die Bildung von Ablagerungen, welche aus verschiedenartigen, übereinander geschichteten Materialien bestehen. Trockene Jahre sind stets ungünstig für die Vermehrung der mechanischen Ablagerungen, weil viele Zuflüsse versiegen, und die Transportkraft verringert wird. Dagegen enthält dann das Wasser eine grössere Menge organischer Humusbestandtheile, welche zu Boden sinken und auf allen Untiefen schwarze Schlammschichten absetzen. Während nasser kühler Jahre dagegen erscheint das Wasser der Flüsse immer trüb und lehmfarbig; die Absätze bilden sich in Menge besonders nach Gewittern und heftigen Regengüssen. Sie bestehen im Unterlauf an gestauten Stellen gewöhnlich aus dreierlei Schichten: zu unterst sind sie feinsandig, darüber lehmig oder thonig und zu oberst humusreich. In wasserreichen Jahren werden alle mitgeschwemmten Blätter und anderen Pflanzenreste über das Ueberschwemmungsgebiet verbreitet, in trockenen Jahren aber sammeln sich die vegetabilischen Reste auf allen geröllreichen Sandbänken des Flussbettes an und bilden in tiefen Buchten eine sich immer mehr verbreitende, schwimmende Haut. Durch Wasseraufsaugung schwer werdend senkt sich dieselbe allmälig etwas unter den Wasserspiegel, und eine dünne Schlammschicht wird auf ihr abgelagert. Inzwischen bildet sich eine neue Blätterhaut, welche sich ebenfalls zu Boden senkt, und so entstehen oft 30 cm dicke Ablagerungen von blättriger Struktur und bestehend aus abwechselnden Schichten von Blättern und von Thon. Wird nun bei heiterem warmen Wetter der Wasserstand niedriger, dann beginnt die Humusmasse zu verwesen und zwar von oben nach unten fortschreitend, und es entsteht eine schwarzbraune schlammigweiche Masse, die im frischen Zustand ungeschichtet erscheint, aber beim Austrocknen blätterig wird. Diese humificirten Massen liefern ein sehr wichtiges Material für die Bildung von „Fluss-

1) Kachel, Ref. Neues Jahrb. für Min. 1838, S. 595.
2) Senft, a. a. O., S. 41.

marschen", jenen schwarzen fruchtbaren Ablagerungen des Unterlaufes grösserer Flüsse.

11. Eine eigenthümliche organische Flussablagerung kann man an den sumpfigen Ufern des Potomak beobachten. Hier erodirt das Wasser heftig an den weichen Ufergesteinen, und erzeugt hohe Steilufer. Das Ufer ist mit dichtem Wald bedeckt und die durch Unterwaschung abrutschenden Ufergesteine sinken mit ihren Bäumen in die Fluthen des Stromes. Auf allen Sandbänken und sandigen Ufern bilden sich hierdurch grosse Anhäufungen von Holz und Gestrüpp. Grosse und kleine Bäume, Büsche und Zweige, werden in die schlammigen Sedimente eingebettet, zahlreiche Unionen leben in dem Schlamm, und Waldschnecken mischen sich mit den Schaalen der wasserbewohnenden Muscheln in den hierbei gebildeten sandigen, schlammigen und humosen Ablagerungen.

Die Ablagerungen des Flusslaufes werden aber nicht allein dadurch sehr mannichfaltig, dass ihre physikalische oder chemische Beschaffenheit zeitlichem Wechsel unterworfen ist und dass durch diesen Wandel der Facies geschichtete Absätze entstehen, deren Korngrösse grosse Verschiedenheiten zeigt, sondern es kommt dazu, dass innerhalb des Flussgebietes Auflagerung und Denudation beständig einander ablösen. Während der Fluss an den Wänden des einen Ufers nagt, und dort eine Denudationsfläche schafft, welche eben gebildete Ablagerungen discordant durchschneidet, lagert er an anderen Orten das denudirte Material wieder auf und schafft mannichfaltige Auflagerungsflächen. Der gewundene Verlauf [1]) aller Flüsse in den Ebenen ist ein Ausdruck für dieses beständige Wechseln von Denudation und Auflagerung.

Einen grossen Einfluss auf die Intensität der Ablagerung im Unterlauf eines Flusses haben dislocirende Bewegungen in den Gebirgen des Quellgebietes. Wenn ein solches Gebirge gefaltet, gebrochen, gestaucht, wenn die Erde überall gelockert und durch Spalten geöffnet wird, dann können die vorhandenen Wassermengen viel stärker erodiren, als zu Zeiten, wo der Gebirgsbildungsprozess ruhte. Dann werden aber auch unverhältnissmässig viel mächtigere Ablagerungen im ganzen Flussgebiet aufgehäuft.

Es ist infolge dessen überaus schwer die Summe des von einem bestimmten Fluss jährlich denudirten Materials richtig zu beurtheilen, und daraus auf die Zeitdauer der Denudation oder der zur Bildung einer gegebenen Ablagerung nöthigen Zeit zu schliessen.

Aber wenn man die gewaltige Wassermasse [2]) erwägt, welche alljährlich vom Festland nach dem Meere strömt, so erscheint die denudirende Wirkung des atmosphärischen Wassers als eine geologische Kraft ersten Ranges.

Grosse Veränderung erleidet die Art und Weise der Erosion durch die Wasserscheide d. h. die Linie, welche benachbarte Flussgebiete voneinander abgrenzt. Die Wasserscheide ist in ihrer Lage bedingt durch das topographische Relief, und daher lässt sich aus der planimetrischen Form eines Landes kein Schluss ziehen auf

1) J. Thomson, Proc. Roy. Soc. London 1876, S. 5, 1877, S. 356.

2) Murray, Scottish Geogr. Magazine 1877, February, The total annual Rainfall of the Land.

die Richtung seiner Stromsysteme und die Verfrachtung seiner Erosionsprodukte. Fast ganz Südamerika und Ostindien werden in ihrer ganzen Breite nach Osten entwässert, und da ihre Westküste steil und bergig ist, so treten hier nur unbedeutende Wasserläufe auf.

Jede Veränderung des topographischen Reliefs, ebenso wie eine Veränderung der Vertheilung der anziehenden Kräfte, ändert nun auch die Lage der Wasserscheiden.

Von einer derartigen Verlagerung der Wasserscheide berichtet DARWIN[1]: In der Nähe von Lima fand MR. GILL das trockene Bett eines beträchtlichen Flusses, aus welchem früher das Wasser zur Berieselung abgeleitet wurde. Im Aussehen des Flussbettes war Nichts, was hätte andeuten können, dass der Fluss nicht wenige Jahre zuvor noch darin geflossen wäre. Das Flussbett bestand bald aus Kies und Sand, bald aus einer felsigen Rinne. Indem MR. GILL diesem Fluss stromaufwärts folgte, war er sehr erstaunt, dass die Sohle des Flussbettes sich plötzlich neigte und bergab gerichtet wurde. Die Neigung beträgt etwa 12—15 m.

Hier liegt nach DARWIN ein ganz unzweideutiger Beweis dafür vor, dass sich die Wasserscheide in historischer Zeit verlagerte und der Fluss einen anderen Lauf bekam.

C. Eingeschaltet in den Lauf der Flüsse finden wir sehr häufig Seebecken, die eine gesonderte Behandlung verdienen. Seen von kleinen und grossen Dimensionen sind gerade in der gemässigten Zone ungemein häufig, und wenn sie auch in allen übrigen Klimaregionen vorkommen, so sind sie doch in der gemässigten Zone und ihren Grenzgebieten nach dem Polarlande zu, am typischsten entwickelt.

An jedem grösseren See lassen sich, wie wir Solches S. 134 besprochen haben, fast dieselben Lebensbezirke unterscheiden wie im Meere.

Wir haben hier ein Litoral, das allerdings weniger durch die Gezeiten, als durch stürmische Wellen seinen Charakter erhält, wir haben Gebiete flachen und tiefen Wassers, wir haben offenes Wasser. Gegenüber der grossen Mannichfaltigkeit der in einem Meere auftretenden Facies, sind die Sedimente der Seen von überaus gleichförmigen Charakter. Auch die Denudationswirkung der Brandung ist an einem Binnensee meist sehr gering.

An alpinen Seen[2]) beobachtet man in flachen kalkigen Uferfelsen runde Löcher durch das Wasser ausgenagt, während sich an steilen Ufern nur flachschaalige Vertiefungen bilden.

Die Wellenbewegung ist selbst bei grossem Sturm eine relativ schwache und deshalb beginnt auch schon in geringer Entfernung vom Strande das Gebiet vorwiegenden Schlammes. Die grossen Nordamerikanischen Seen[3]), zeigen in ihrer Küstenentwickelung fast alle Eigenthümlichkeiten des marinen Litorals. Wir finden da Dünen und Nehrungen, Lagunen und Deltas, Blockstrand, Kiesstrand, Sandstrand und Schlammstrand und andere verwandte Phänomene.

Aber die Mehrzahl der Seen ist dadurch ausgezeichnet, dass gröberes Material, Gerölle und Sand nur im Litoralgebiet und den

1) DARWIN, Reise eines Naturforschers, S. 412.
2) SIMONY, Verh. Geol. Reichsanstalt. Wien 1871, S. 55.
3) GILBERT, Ann. Rep. U. S. Geol. Survey 1885, S. 75.

obersten Wasserschichten angetroffen wird, dass nach wenigen Metern schon der Seeboden gewöhnlich mit einem überaus feinen moderigen Schlamm bedeckt ist. Wenn Seen, wie in Norddeutschland in Sandboden eingesenkt, oder von rasch fliessenden Strömen durchfluthet sind, dann kann wohl auch ein schlammiger Sand oder auch reiner Sand den Seeboden in beträchtlicher Tiefe bedecken, aber in den meisten Seen beobachtet man Schlammgrund als das vorwiegende Sediment.

12. Die mechanischen Ablagerungen der Binnenseen bestehen aus demselben Material wie die des Flusslaufes, nur ist die Art der Aufbereitung und der Auflagerung eine vollkommen verschiedene. Wo immer ein Fluss in einen hinreichend grossen See mündet, fällt das gesammte von ihm getragene feste Material zu Boden, das Gröbere schnell und als Delta in der Nähe der Einmündungsstelle, das Feinere langsam und zum Theil in weiterer Entfernung. Die Kraft des fliessenden Wassers erlahmt in der trägen Wassermasse des Sees fast vollständig, und da die horizontale Bewegung der Wasserfäden nicht mehr das niedersinkende Material vorwärts flösst, so hat dieses Zeit, sich vollständig abzulagern. Das gröbere, schwere Material sinkt zuerst und am schnellsten nieder, das feinere wird durch die langsame Vorwärtsbewegung der Wassermasse etwas weiter nach dem Mittelpunkt des Sees transportirt, aber es lagert sich auch bald dem Seegrunde auf.

Beim Austrocknen[1]) der Mansfelder Seen beobachtete man, dass die 400 Hektar neugewonnenen Landes zu äusserst aus einem im Gebiete des Wellenschlages liegenden Sande mit vielen Rollsteinen bestehen, der namentlich an der Nordseite grössere Flächen bedeckt. Dieser Sand ist ausserordentlich leicht beweglich, und bei kräftiger Luftbewegung wird er in mächtigen Wolken emporgewirbelt, in die Höhe geführt und über den ganzen See ostwärts geschafft, wo er die Felder versandend niederfällt. So gross sind diese äolischen Staub- und Sandmassen, dass auf der Ostseite des Sees der eben gegrabene Ringkanal durch sie vollständig wieder verschüttet wurde, so dass die Bauleitung sich veranlast sah, hier ausgedehnte Fangdämme zum Schutze desselben anzulegen. Es liegt in der Absicht der Mansfelder Gewerkschaft, diese Sandflächen durch Aufforstung festzulegen und nutzbar zu machen.

Der weitaus überwiegende Theil des trockenen Seegrundes aber besteht aus einem dunklen, humus- und kalkreichen, feinthonigen Schlamme, der einen Ackerboden von ganz wunderbarer und schier unerschöpflicher Fruchtbarkeit abgeben muss. Dieser Mergel ist, wie man in jedem Graben sehen kann, aufs feinste geschichtet und enthält ganz ungeheure Mengen von Schnecken- und Muschelschaalen. Dieselben sind bisweilen in einzelnen Lagen in solchen Mengen zusammengehäuft, dass sie helle Streifen in dem dunklen Mergel bilden; an anderen Stellen sieht man ganz junge Brut von Schnecken in Millionen von Exemplaren die Oberfläche des Mergels bedecken, als Opfer der Austrocknung; die Schnecken sind die gewöhnlichen Arten unserer Süsswasserbecken, Limnäen, Planorben, Valvaten und Bithynien; auffallend ist die ungeheure Menge der zierlich gezeichneten kleinen Porzellanschnecken, *Neritina fluviatilis*, auch grosse und kleine Muscheln,

1) Keilhack, Prometheus 1893, No. 217. S. 132.

Cyclas, Unio und *Anodonta* erfüllen und bedecken den Schlamm in grossen Mengen. Auch die Exkremente der auf dem See ungemein häufigen Wasserhühner liegen massenhaft auf der Oberfläche des Schlammes umher.

Die vegetativen Verhältnisse im und am See sind zum Theil sehr eigenthümlicher Art. Eine ganze Anzahl von Wasserpflanzen aus den Gruppen der Froschlaichgewächse und Tausendblätter *(Potamogeton* und *Myriophyllum)* gediehen üppig im fruchtbaren Schlamme des Seegrundes; mit dem Schwinden ihres Lebenselementes aufs Trockene gesetzt, haben sie in diesem Jahre zum letzten Male ihre Blüthen entfaltet und krampfhafte Versuche gemacht, sich mit dem Luftleben zu versöhnen; aber wo sonst üppig beblätterte Ranken meterlang hinflutheten, da bedeckt jetzt eine dünne kümmerliche Gesellschaft den Boden, der man nur schwer die Zugehörigkeit zu ihren lebensfreudigen Genossen im Wasser ansieht. In der Nähe des Salzkeausflusses war bis in das 2 Meter tiefe Wasser hinein eine üppige Schilfrohrkolonie vorgedrungen; sie ist jetzt vollkommen trocken gelegt, und man kann bereits an ihrem Fusse auf dem alten Seeboden sich bewegen.

In fast 2 Meter hoher senkrechter Wand fällt das dichte Wurzelgeflecht ab und erinnert mit seinen mehrere Centimeter dicken, auf das innigste verflochtenen Rhizomen, die ein völlig dichtes, selbst für ein kleines Thier undurchdringliches Wurzelwerk bilden, aufs lebhafteste an die steil abfallende Aussenseite eines Korallenriffes. Den mächtigen, meist schon vertrockneten Wurzelstöcken aber entspriesst kein üppiger, geheimnisvoll im Winde rauschender Rohrwald mehr, sondern nur kleine, kaum spannenlange Pflänzchen deuten seine letzten Lebensäusserungen an. So hinterlässt das zurückweichende Wasser eine absterbende Pflanzengesellschaft, aber über ihre Leichen hinweg schreitet vom Ufer her eine neue in der Fülle des Lebens heran und ergreift von dem jungfräulichen Boden Besitz. Die Umgebung des Salzigen Sees hat von je her bei den Botanikern in hohem Ansehen gestanden, weil hier der salzgeschwängerte Boden eine ganze Reihe von Pflanzen trug, mit denen sonst das grüne Kleid der Erde am Strande unserer Meere geschmückt zu sein pflegt: Von den Pflanzen Deutschlands, die man als charakteristische Salzpflanzen ansehen kann, finden sich nicht weniger als 30% in unserm Gebiete, unter denen die mit zahllosen violetten Blüthen prangende Strandaster *(Aster tripolium)* die schönste und auffallendste, der blattlose Quendel, die Hauptpflanze der Watten an unserer Nordseeküste (*Salicornia herbacea*), die seltsamste ist. Ausser ihnen sind es besonders fleischige, saftreiche Pflanzen aus den Gattungen *Chenopodium*, *Atriplex* und *Rumex*, sowie eine Anzahl grosser Binsen und Riedgräser, die mit fabelhafter Geschwindigkeit von dem kaum vom Wasser verlassenen Boden Besitz ergreifen und ihn sogleich in grösster Menge bedecken. Auch einige bedenkliche Giftpflanzen haben sich an dem reich gedeckten Tische eingefunden, von denen der äusserst giftige Hahnenfuss (*Ranunculus sceleratissimus*) den Mergelboden bevorzugt, während Stechapfel und Bilsenkraut sich mit dem etwas trockeneren sandigen Uferstreifen begnügen.

Auch verschiedene physikalische Beobachtungen kann man bei der Austrocknung des Seegrundes machen. So haben sich im Mergelschlamme überall parallel dem Ufer lange Spalten gebildet, an denen der seewärts gelegene Theil immer um den Betrag einiger Decimeter abgesunken ist. Da diese Spalten nun immer aufs neue sich bilden, so gleicht der Seegrund einer Art Treppe mit ganz breiten, flachen Stufen. Ganz unabhängig von dieser Erscheinung, die als ein Ausgleich der sich gänzlich verändernden Druckverhältnisse zu betrachten ist, steht die Zerlegung des Bodens in eine ungeheure Anzahl prismatischer Körper, die alle durch breite und tiefe Spalten voneinander getrennt sind. Diese Zerklüftung des Bodens beruht natürlich vollkommen auf dem durch Verdunstung des Wassers bewirkten Schwinden desselben. — Auch von der gewaltigen Erosionskraft des fliessenden Wassers kann man sich hier vortrefflich am neugebildeten Bette der Weida überzeugen. Dieser Bach muss bis zur Fertigstellung des Ringkanals natürlich noch in das Seebecken einmünden; durch die Vertiefung des Seespiegels ist nun einerseits das Gefälle des Baches im letzten Theile bedeutend vermehrt und andrerseits der Fluss gezwungen, sich ein neues Bett zu graben. Das hat er denn auch in unglaublich kurzer Zeit verstanden, und heute fliessen seine trüben Wasser in einem cañonartigen, $1^1/_2$ m tiefen, steil eingeschnittenen Kanale in vielen Windungen dem See zu.

Der Boden des Zeller Sees im Pinzgau [1]) ist zum grössten Theil mit einem dunkelgrauen bis schwarzen Schlamm bedeckt, der äusserst fein zerreiblich ist. In dem reinen Wasser des Sees verfärbte das Loth eine ziemlich grosse Fläche, und dieser Schlamm sank nur sehr langsam in die Tiefe.

Nach den Beobachtungen von Forel [2]) kann man am Boden des Genfer Sees vier Schichten unterscheiden. Die oberste Schicht ist eine organische Haut, bestehend aus Algen und Diatomeen. Die zweite Schicht ist graubraun und enthält Eisenperoxyd, die dritte Schicht ist schwärzlich und zeigt das Eisen in einem Uebergangstadium von Protoxyd zu Peroxyd unter dem Einfluss organischer Materie. Die unterste Schicht ist graublau und enthält Eisenprotoxyd als färbende Substanz.

Die durch die Leerung des Lungeren See [3]) trocken gelegten Ablagerungen zeigten folgendes Verhalten: Von dem früheren Bachgrund gegen den See sieht man Schichten, die aus feinerem und gröberem Kies bestehen, sich nach dem Abfall zu krümmen und unter einem Winkel von 35° gegen den Seegrund einsenken. Die Höhe dieses Absturzes von dem Bachbett bis zu dem horizontalen Seegrund beträgt 12 m. Die geneigten Kiesschichten sind in der Tiefe nicht merklich dicker als in der Höhe, die Mächtigkeit seiner Kieszwischenschichten beträgt oft nur 5 cm. Flache Geschiebe von 15 cm Durchmesser folgen mit ihrer breiten Fläche der Schichtung, ebenso Blätter und Holzfasern. Auf dem rechten Ufer des Baches sieht man zwischen den stark geneigten Geschiebeschichten ein Lager von bituminösem Holz bis 15 cm mächtig, die Stämme ganz platt gedrückt. Auf diesen

1) Schjerning, Zeitschr. Ges. für Erdkunde. Berlin 1893 N. 5., S. 379.
2) Vergl. Thoulet, Archives des Missions scientifiques 1890, S. 17.
3) Studer, Neues Jahrb. für Min. 1836, S. 699.

Kiesbänken, die augenscheinlich aus den Zeiten der Hochwasser herrühren, hat sich der feine Schlamm des Seebodens unter einem Fallwinkel von etwa 25° abgesetzt. Seine Schichten haben hier eine Mächtigkeit von 10—20 cm, wachsen nach der Tiefe zu auf eine Mächtigkeit von 1 m und biegen sich gleichzeitig immer mehr horizontal, bis sie endlich den ebenen Seeboden bilden.

Die[1]) grossen alpinen Flüsse Rhein und Rhone setzen bei ihrem Eintritt in die Seen ihren Lauf in unterseeischen Betten fort. Die Furche des Rheines in dem Bodensee ist 4000 m lang und 140 m tief sie misst 600 m Breite und 70 m Höhe.

Das unterseeische Bett der Rhone kann über 6000 m weit verfolgt werden, es ist 500—800 m breit und 60—10 m hoch.

Die Reuss[2]) spült täglich 548 cbm Geschiebe in den Vierwaldstädter See, aber wenn sich auch an der Mündung solcher Flüsse ein aus groberem Kies bestehendes Delta aufschüttet, so ist doch das vorwiegende Sediment in allen Binnenseen ein mit Sand gemischter, meist überaus sandarmer Schlamm. Ich glaube auf diese Thatsache ganz besonderes Gewicht legen zu müssen, weil in der geologischen Literatur sehr häufig mächtige Sandsteinablagerungen als Seebildung oder „lakustrine Sedimente" betrachtet werden, eine Annahme, die durch die Thatsachen der Gegenwart nirgends bestätigt wird.

Die litorale Zone[3]) der Süsswasserseen, die vom Ufer abwärts bis 25 m, meist aber nur bis in geringere Tiefen reicht, ist oft felsig, kiesig, sandig oder schlammig. Unterhalb einer Tiefe, die je nach der Grösse des Sees von 5—25 m schwankt, ist der Boden überall lehmig oder schlammig. Nur vereinzelte erratische Blöcke machen in manchen Schweizer Seen hiervon eine Ausnahme.

Der[4]) Boden des Sees von Burtneck besteht mit Ausnahme der kiesigen Ufer überall aus kalkigem schwarzem Schlamm, 2—4 m dick, ohne alle Beimischungen, ausser etwas feinem Sand nahe dem Ufer.

Der nach dem Austrocknen des Neusiedler Sees[5]) zum Vorschein gekommene Seegrund bestand, von einzelnen Sand- und Schotterbänken an den Rändern, und den torfigen Schichten der Rohrungen abgesehen, aus einem feinen Schlamm. Im Innern des Seegebietes ist der Schlamm fast durchgängig sehr gleichförmig und feinkörnig, indem man dort nur selten inselförmige Strecken mit etwas grobkörnigerem Sande findet. Sehr reich ist der Schlamm an kohlensaurem Kalk, derselbe beträgt nie unter 20 %, oft sogar 50 % des Sedimentes. Auch kohlensaure Magnesia ist im Verhältniss von 2 bis 3 : 1 vorhanden. Der Sand ist vorherrschend feiner Qualität, indem die gröbere Sorte einem feinkörnigen Streusand gleichkommt, während die weitverbreitete feinere Art „Staubsand" genannt werden muss. Der Sand besteht fast nur aus Quarz mit etwas Glimmer. Etwa 8 % des Sedimentes ist Thon. Die durch den Erdbohrer aufgeschlossenen tieferen Schichten zeigen sich im Ganzen wenig verschieden von den obersten. Gröberer Sand ist etwas häufiger, Kalk- und Bittererde betragen 10—50 %.

1) Forel, Bull. Soc. Vaud. Scienc. Nat. 1887.
2) Heim, Jahrb. des Schweizer Alpenclubs 1879, S. 389.
3) Forel & Zacharias, D. Thier- u. Pflanzenwelt d. Süsswassers 1891, I, S. 5, 7, 8.
4) Parrot, Neues Jahrb. f. Min. 1839. S. 457.
5) Moser, Jahrb. d. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1866, S. 341.

Die frischen Sedimentproben sind meist bläulich, der Thongehalt steigt bis zu 15 %. Das Grundwasser war von humosen Körpern braun gefärbt, von alkalischer Reaktion und enthielt Kohlen- und Schwefelwasserstoff. Der Salzgehalt betrug mindestens 0,6 %. Die in Wasser löslichen Bestandtheile des Schlammes machen 0,42 bis 1,57 % aus.

Die Seen[1]) Frankreichs sind bedeckt mit meist horizontalen, nur am Rande geneigten Absätzen von Mergel, Thon, Kalk, Sand. Der See von Bourget bildet ein Becken, das in ein Kalkgebirge eingesenkt ist. In einer Tiefe von 100 m findet sich ein hellgrauer Kalkschlamm, der sehr sandig, wenig thonig ist. Der Luft ausgesetzt, wird er durch Oxydation des Schwefeleisens braun. Der Schlammrückstand bei Bourget beträgt 59 % und besteht aus Kies, während er bei Grésine aus 20 % sehr feinem Sand besteht. Dieser Unterschied beruht darauf, dass die Bucht von Grésine sehr ruhig ist, während bei Bonrget ein rasch fliessender Bach mündet. Der Kalkgehalt des Schlammes schwankt von 60—70 %.

Im Plattensee bildet sich nach v. Zepharovics ein Sediment, das mehr als 15 % kohlensaure Magnesia enthält.

Der See von Grand-Lieu an der Mündung der Loire besitzt zwar eine Fläche von 70 □km, aber nur eine Tiefe von 1—2 m. Er ist im 13. Jahrhundert durch eine Ueberschwemmung entstanden. Seine Wände werden aus Gneis gebildet. Das Sediment besteht aus Quarzsand und Glimmerblättchen, die von Osten nach Westen immer mehr mit Schlamm gemischt sind. $^5/_6$ des Sees wird von kalkfreiem, an organischen Substanzen sehr reichem Schlamm gebildet, dessen sandiger Schlammrückstand an der Mündung des Ognon 73 % beträgt, nach dem Westufer zu aber bis zu $^1/_3$ % abnimmt.

Die Ablagerungen in den Canadischen Seen[2]) bestehen in der Nähe der Küste, gleich wie in Tiefen von 30 m überall aus einem weichen Schlamm von rother, gelber oder blauer Farbe, in der Tiefe überwiegen schmutziggraue und bläuliche Färbungen.

Nach Delesse[3]) bildet Sand nur einen schmalen Rand um die mit Schlamm erfüllten Becken der nordamerikanischen Seen. Im Oberen See findet man Sand auf Untiefen von Schiefergesteinen. Kies findet sich an verschiedenen Stellen des Erie- und Huronsees, hier sogar bis über 100 m tief; aber man muss erwägen, dass diese Seen im Gebiet der diluvialen Moränen liegen.

Durch die Untersuchungen von Brueckner[4]) hat sich ergeben, dass die Niederschlagsmengen im Laufe von 30—35 Jahren einer periodischen Schwankung unterworfen sind; in der Weise, dass alle 35 Jahre ein Niederschlagsmaximum, dazwischen ein Minimum von Regenfall eintritt. Hand in Hand mit diesen grösseren oder geringeren Niederschlagsmengen geht ein verschiedener Wasserstand der Seen und halbabgeschlossenen Nebenmeere. Bei den abflusslosen Seen ist diese Niveauschwankung natürlich am bedeutendsten.

---

1) Delesse, Lithologie du fond des mers, S. 90.
2) Schermerhorn, Americ. Journal 1887, S. 281.
3) l. c., S. 367.
4) Brueckner, Klimaschwankungen. Wien 1890.
Ueber Schwankungen der Seen und Meere. Verh. d. IX. deutschen Geographentages 1891.

Naumann [1]) hat nun darauf aufmerksam gemacht, dass als eine Folge dieser Niederschlagsperioden auch die Ablagerungen in Binnenseen bestimmte Charaktere erhalten müssen. In Zeiten der Trockenheit werden leichter chemische Ablagerungen, in Regenperioden leichter mechanische Sedimente zum Absatz gelangen.

13. In vielen Seen ist ein ziemlich reiches Thierleben, und nicht selten häufen sich die Schaalen der darin lebenden Mollusken zu organischen Kalklagern an. Diese Kalkschaalen erleiden oftmals sehr wesentliche Veränderungen. Im Altansseer See dredgte Koelbel [2]) in 30 m Tiefe eine grosse Menge von leeren Schaalen der *Bithynia tentaculata* und *Valvata piscinalis*, welche so weich waren, dass man sie wie eine teigige Kalkmasse kneten konnte. Beim Austrocknen wurden die Schaalen wieder hart.

Nach C. Vogt [3]) bildet sich aus zerfallenen Schaalen von Süsswassermuscheln und Schnecken oftmals jener weisse Kalkschlamm, der als „Seekreide" oder Alm den Boden vieler Seen bedeckt und auch als Unterlage von Mooren eine grosse Bedeutung besitzt. In den Schweizer Seen, in welchen Pfahlbauten, von Torf überwuchert, gefunden worden sind, beobachtet man unter dem Schlamm und Sand, dessen Absatz noch jetzt fortdauert, Ablagerungen von Seekreide, die eine Mächtigkeit von 9 m erreichen.

Der Alm [4]) bildet in Südbayern im frischen Zustand eine breiige, grumose, äusserst wasserhaltende Masse; trocken einen amorphen, mürben oder griesigen, leichten rauhen Sand von weisser Farbe und meist etwas gelblicher oder bräunlicher Beimischung. Der Alm ist kohlensaurer Kalk mit einem geringen Antheil an kohlensaurer Bittererde, Thonerde, Phosphorsäure und bis zu 18 % organischer Substanz. Der im Quellwasser der diluvialen Nagelfluh von Südbayern enthaltene Kalk wird durch Verdunstung als Alm niedergeschlagen. Eine Ausscheidung durch Gefrieren des Wassers ist nach den Versuchen Sendtner's nicht möglich (l. c. S. 125, Anmerkung).

Nach Gremblich [5]) scheinen auch einzellige Algen bei der Bildung des Alm betheiligt zu sein.

14. Den durch thierische Reste gebildeten Seeablagerungen müssen wir zum Schluss noch die vegetabilischen Absätze anfügen. Haben nämlich Landseen kieselsäurehaltiges, aber ganz kalkfreies Wasser und sandigkiesige, allmälich in das umliegende Land übergehende Ufer, so siedeln sich auf diesen Wassermoose an und bilden zunächst einen immer dichter und breiter werdenden Kranz rings um den See. Die röthlichen Filze dehnen sich nicht blos nach dem Lande, sondern auch nach dem Wasserspiegel aus und bilden schwimmende Moosdecken („Quebben" am Steinhuder Meer, „Hangesak" in Seeland), welche das Aussehen von Wiesen haben, und oft 2 km lang werden. Die immer schwerer werdenden Moosschichten sinken unter, neue Moospolster bilden sich, und so füllt sich allmälig das Seebecken mit Torfmassen aus. Das Steinhuder Meer ist auf diese Weise um $1/_3$

1) Naumann, Geogr. Tagesfragen. Allgem. Zeitung 1889, Beilage No. 265.
2) Verh. d. k. k. Reichsanstalt. Wien 1879, S. 186.
3) C. Vogt, Lehrb. der Geologie 1871, II, S. 78.
4) Sendtner, Vegetationsverhältnisse Südbayerns, S. 123.
5) Gremblich, Progr. d. k. k. Obergymnasium. Hall 1876—77, S. 11.

seiner Fläche eingetorft. Moosdecken, welche durch stürmische Wellen abgerissen werden, bilden sogar schwimmende Inseln, auf denen sich unter Umständen (Hautsee bei Eisenach) einzelne Birken oder Kiefern ansiedeln.

In kalkhaltigen Gewässern wachsen Gräser und schwimmende Wasserpflanzen, die eine immer dicker werdende Moderschicht bilden; es entstehen moorige Landzungen, mit Gräsern bewachsen, die immer weiter gegen das Innere des Sees vorwachsend, dasselbe endlich ganz ausfüllen können.

Am verbreitetsten sind wohl die Gattungen *Chara* und *Nitella*, welche dichte Rasen in Tümpeln und Seen bilden, und in deren Zellmembranen grosse Mengen von kohlensaurem Kalk abgelagert werden. Aus dem Bodensee [1]) werden sie mit eisernen Rechen herausgeholt um als Dünger verwendet zu werden.

Auch aus zusammengeschwemmten Baumstämmen bilden sich in manchen Seen Humuslager. Der Mackenzie [2]) und Slavefluss in Canada setzen in den Seen, die sie durchströmen viel Treibholz ab. In den Seen entstehen Inseln, die bald wieder von lebenden Weidendickichten bedeckt und gebunden werden. Die Treibholzstämme zerfallen dann allmälig in eine dunkelbraune, faserige, torfartige Masse, welche 1—2 m tief von Weidenwurzeln durchzogen wird, oft mit bituminösem Sand und Thon wechsellagert, und in älteren Bänken eine horizontal geschichtete, oder regelmässig gewölbtschichtige Textur annimmt, welches auch anfangs die Form der Auflagerungsfläche gewesen sein mag.

Im Schlamm des Achensees beobachtete WILLIAMS [3]) 1855 an der Einmündung eines Wasserlaufes einen ganzen versunkenen Wald. Viele Baumstämme, deren Wurzeln mit Steinen beschwert schienen, waren senkrecht untergesunken, dazwischen lag ein wildes Durcheinander von Stämmen und Aesten, die halbvermodert, doch noch deutlich die Jahresringe erkennen liessen

D. Sobald sich ein Fluss dem Meere nähert, treten ganz besondere Umstände durch die Verbindung von Süsswasser mit Salzwasser ein, und die Ablagerungen der Mündungsgebiete verlangen eine gesonderte Darstellung. Wir haben schon gezeigt, dass die in Binnenseen hineinströmenden Flüsse an ihrer Mündung einen Schuttkegel absetzen und dass die vom Flusse mechanisch mitgeführte Flusstrübe vollständig zu Boden sinkt. In noch viel höherem Maasse aber wirkt das Meer klärend auf alle hineinströmenden Flüsse.

Es ist eine vielbekannte Thatsache [4]), dass Salzlösungen trübes Wasser klären. In manchen Gegenden Amerikas benutzt man Alaun, um Wasser trinkbar zu machen, weit verbreitet ist dieser Gebrauch auch in den Lössgegenden von Nordchina. Im Allgemeinen darf man sagen, je stärker die Salzlösung ist, desto rascher erfolgt der Niederschlag, aber die dazu nöthige Zeit steht in keinem direkten Verhältniss zur Concentration der Lösung; wenn man den Salzgehalt auf die Hälfte vermindert, so erfolgt der Niederschlag nicht gerade in der doppelten

1) FRANK-LEUNIS, Synopsis der Botanik, S. 1586.
2) SENFT, l. c., S. 10.
3) Kosmos, Bd. VII, S. 306, Ref. aus Journal of Sciences, Ser. III, Vol. II, 1880, S. 81.
4) BREWER, Mem. Nat. Acad. of. Sciences, Vol. II, 1883, S. 169.

Zeit. Manche Thone fallen aus Seewasser in 30 Minuten aus, während sie aus Süsswasser erst in ebenso viel Tagen oder sogar Monaten niederfallen; auch wenn man den Salzgehalt steigert, so wird die Niederschlagszeit nicht entsprechend verkürzt. Wenn das Seewasser nur $^1/_{10}$ seines Salzgehaltes besitzt, so wird der Niederschlag sehr verlangsamt.

Nach den Untersuchungen von BODLAENDER[1]) sind es von den im Seewasser gelösten Stoffen, besonders Chlornatrium, Chlormagnesium und Kohlensäure, welche als gute elektrolytische Leiter klärend auf das Wasser wirken.

Die Bildung[2]) der Barren an der Mündung und im Aestuarium von Flüssen, ebenso wie die Vertheilung der Sedimente am Boden des Meeres, sind früher meist nur von der hydrodynamischen Seite aus betrachtet worden, indem man die Richtung und Stärke der Strömung als die einzigen maassgebenden Faktoren betrachtete, allein die chemischen Verhältnisse spielen doch dabei eine sehr wesentliche Rolle. Die Erscheinungen der Barrenbildung an der Mündung von Flüssen, welche in Süsswasserseen fliessen, und der Absatz der Sedimente in dem Theile der Flüsse, welcher beständig Süsswasser führt, sind sehr verschieden von der Barrenbildung an der Mündung von Flüssen in Salzwasserbecken, oder innerhalb des Aestuariums, dessen Wasser bei Fluth vom Meer aus eindringt.

In Süsswasserflüssen und an ihrer Mündung in Süsswasserseen treten offenkundige Veränderungen an den Barren und Sandbänken nur nach starken Niederschlägen ein, und der Transport ebenso wie die Ablagerung des Gebirgsschuttes erfolgt nur nach hydrodynamischen Gesetzen. Der Absatz des feineren Materials findet nur aus ruhigem, niedrigem Wasser statt und ist im Lauf des Jahres relativ gering.

Aber wenn ein schlammiger Fluss in Salzwasser einströmt, so machen sich neben den mechanischen Kräften auch chemische Einflüsse geltend, eine andere Folge der Erscheinungen tritt ein, und das Wachsthum der Ablagerungen ist verschieden. Dann wird die Geschwindigkeit des Absatzes mehr durch das Salz, wie durch die Strömung beeinflusst, und Strömungsgeschwindigkeiten, welche bei süssem Wasser beständig die Flusstrübe weiterführen würden, haben im Salzwasser oder Brackwasser keine Transportkraft mehr. Thatsächlich beeinflusst nur der Salzgehalt die Geschwindigkeit der Ablagerung.

An der Mündung des Mississippi sieht man diese Gesetze im grossartigen Maassstabe verwirklicht. Zur Zeit der Stromschwelle, wenn das Wasser im Flussbett bis zum Grunde und bis zur Mündung süss ist, findet innerhalb des Flussdeltas kein bemerkenswerther Absatz statt; der ganze Schlamm wird hinausgetragen und trotz der Wellenbewegung erst ausserhalb der Barren abgelagert. Gleichzeitig wird der Mündungskanal ausgeräumt, und die innere Seite der Barre abgespült.

Bei niedrigem Wasserstand des Mississippi dringt das Seewasser in das Flussbett hinein, unterhalb der salzfreien und schlammigen Ober-

1) BODLAENDER, Neues Jahrb. für Min. 1893, II, S. 187.
2) BREWER l. c.

flächenschicht; später wird das Mündungsgebiet brackisch. Jetzt beginnt ein ziemlich beträchtlicher Absatz innerhalb der Barre und innerhalb der Mündungen.

Wenn im nächsten Jahr der Fluss wieder steigt, und das Wasser wieder bis zum Boden süss wird, dann nimmt es den Schlamm des Flussbettes auf und trägt ihn weit hinaus. In einem Jahr waren auf diese Weise Vertiefungen von 35 m ausgegraben worden.

Dieselben Grundsätze haben ihre Geltung für die Vertheilung der Flusstrübe am Boden der Oceane. Trotz aller Meeresströmungen werden alle festen Bestandtheile, welche in das Meer gelangen, nahe der Küste abgelagert.

Durch die geschilderten Verhältnisse wird die Bildung jener Schuttländer an der Mündung grosser Flüsse, die Entstehung der Deltas, unserem Verständniss näher gebracht.

Die grösseren Deltas[1]) stellen fast völlig horizontale, nur selten von Terrainwellen unterbrochene Ebenen dar, welche nur wenig über den Seespiegel hervorragen. Die äusseren Ränder gehen entweder durch eine sumpfige Litoralzone unmerklich in das Meer über, oder sie werden von einem Schutzwall sandiger Dünen abgegrenzt.

Bei der geringen Erhebung des Deltalandes über den Meeresspiegel finden häufige Ueberschwemmungen desselben sowohl vom Flusse, wie vom Meere aus statt. Die Deltaablagerungen sind mechanische, chemische und organische.

15. Die mechanischen Ablagerungen haben eine sehr verschiedene Korngrösse, doch wenn auch an manchen kurzen Stromläufen grobe Gerölle abgesetzt werden, so bestehen die grösseren Deltas vorwiegend aus dem feinsten Sand oder Schlamm. Die Sedimente des Nil, des Ganges, des Mississippi unterscheiden sich sehr wenig von einander und bestehen aus einem grauen oder graubraunen Staub von feinstem Korn, innerhalb dessen man mit blossem Auge höchstens einige Glimmerblättchen erkennt. Der Gehalt an organischer Substanz beträgt im Nilschlamm 6—9 %, im Donauschlamm 1—13 %.

Nach den Untersuchungen von HILGARD[2]) haben die Sedimente des Mississippi folgendes Porenvolumen:

Tallahatschi	: 23,63 %
Frontland	: 58,25 „
Dogwood Ridge	: 61,50 „
Southwest Passage	: 49,20 „
Southwest Mudlump	: 28,81 „

Die mechanischen Ablagerungen setzen sich entweder im Flussbett oder in den bei Ueberschwemmungen gebildeten Seen und Lagunen, oder in den durch den Wind aufgeschütteten Sandhügeln ab, und infolge dessen ist die Schichtung innerhalb der Deltas grossem Wechsel unterworfen.

Die vielen Bohrungen im Gebiet der Deltas von Po, Etsch und Brenta zeigen einen grossen und raschen Wechsel der Ablagerungen. Wohl kehren in jedem Profil Lagen der nämlichen Sande und Thone

1) CREDNER, Die Deltas. Gotha, Peterm. Erg.-Hefte, Bd. XII, S. 10 f.
2) Americ. Journal 1874, S. 10.

wieder, sie besitzen aber in jedem Aufschluss eine eigenthümliche Aufeinanderfolge und eine verschiedene Mächtigkeit. Nur zwei charakteristische Schichten scheinen überall verbreitet zu sein, eine Bank lignitführenden Sandes in etwa 50 m Tiefe, und eine wasserführende Sandschicht, 60 m tief liegend, und 1—15 m mächtig, welche die artesischen Brunnen speist. Alle anderen Schichten aber breiten sich nur über einen geringen Raum aus, und bilden unregelmässig lentikuläre Massen, welche sich rasch nach allen Seiten hin auskeilen. Wenn man erwägt, dass drei aus dem Alpengebirge herabfliessende Ströme dieses Delta gemeinsam aufgebaut haben, so wird dieser Wechsel der Ablagerungen leicht verständlich.

Ganz anders ist der Charakter der Deltaablagerungen grosser Flüsse, wie Nil, Ganges, Yangtsekiang nnd Mississippi. Die beiden ersten habe ich selbst untersucht, ausserdem ist eine grosse Literatur über diese Bildungen vorhanden.

An allen Nilufern, ebenso wie an den Anfschlüssen, welche bei niedrigem Wasserstand die im Flussbett gelegenen Inseln zeigen, bemerkt man vollkommen horizontal gelagerte Schichten von sehr verschiedener Mächtigkeit. Die Ufer[1]) sind 8—10 m hoch, oft steil, und die verhärteten Schlammschichten sind bald dünn wie ein Papierblatt, dann wieder 1 m mächtig.

Ganz denselben Eindruck machen die hellgrauen Ablagerungen des Gangesdelta. Am Ufer des Hadjipur-armes in den Sunderbunds sah ich 2 m hohe Aufschlüsse ganz fein geschichtet, nnd aus 1—2 cm dicken, vollkommen horizontalen Schichten aufgebaut. Dagegen konnte ich an anderen Aufschlüssen bei Diamond-harbour nur zwei deutlich getrennte Stufen unterscheiden, die zwei 80 cm hohen Schlammbänken entsprachen.

Die 9—13 cm hohen Ufer des Yangtsekiangdeltas[2]) bestehen aus lauter dünnen, horizontal gelagerten Schichten, deren Dicke zwischen 0,8—2,5 mm schwankt. Bei Haukon besteht das Ufer aus 1—3 mm dicken Schichten.

Durchaus unregelmässig ist dagegen die Schichtung der innerhalb der Flussarme abgesetzten Schlammmassen. Hier wechselt im Gangesdelta das Wasser zweimal täglich seine Richtung. Bei Ebbe fliesst der sonst so träge Strom mit ziemlicher Geschwindigkeit dem Meere zu. Das Wasser reisst am Ufer Schlamm los, setzt ihn in ruhigeren Buchten wieder ab, und verändert beständig die Form des Flussbettes, so dass bekanntlich die Schifffahrt auf den Gangesarmen ungemein gefährlich ist, und die besten Lootsen verlangt. Bei Fluth dringt das Meerwasser mit solcher Kraft in alle Kanäle hinein, dass ich seinerzeit wegen der heftigen Strömung nicht stromabwärts fahren konnte, obwohl meine zwei Ruderer sich sehr mühten.

Sehr charakteristisch für die grösseren Deltas ist daher auch die Verlagerung der Mündungen und der Flussarme. Die Veranlassungen dazu sind äusserst mannichfaltig, und die Folge davon ist eine beständige Umlagerung der Deltasedimente. Im Delta[3]) des Mississippi

1) Janko, Das Delta des Nil. Budapest 1890, S. 29.
2) Loczy, Reise des Grafen Bela Szechenyi. Wien 1893, I, III, S. 33 (337.)
3) Credner, Delta, S. 27.

sind zahlreiche Nebenarme durch Schlamm und Treibholzmassen verstopft, und das Bett des Atchafalaye wird abwechselnd von zwei Flüssen gespeisst, so dass seine Ufer aus abwechselnden Lagen von blauem Thon, wie ihn der Mississippi, und von rother ockeriger Erde, wie sie der Redriver absetzt, aufgebaut erscheinen.

Das Delta [1]) des Indus besteht aus einer Reihe verschiedenfarbiger Schichten von Erde, Thon und Sand, welche bald parallel sind, bald schwalbenschwanzartig (auskeilend) aneinanderstossen.

Die regelmässige Schichtung der Deltaabsätze vollzieht sich entweder bei den Süsswasserüberschwemmungen seitens des Flusses, oder auch dann, wenn durch Stürme das Meer auf das Deltagebiet überschwemmend übertritt. Dann bleiben süsse, brakische oder salzige Seen überall zurück, eine reiche Sumpfflora entwickelt sich und die bituminösen Ueberreste derselben mischen sich mit den mechanischen Absätzen des Flusses.

16. Eine dritte Art von Ablagerungsprocess vollzieht sich unter dem Einfluss der Deflation. Während der trockenen Jahreszeit häuft der Wind den leichten Deltaschlamm zu kleinen Sandhügeln auf, die eine sehr veränderliche Gestalt und Lagerung besitzen. Sie wandern auf dem Festlande hin und her und ihre Basis bleibt dabei oft als diagonal geschichtete Sandbank übrig. Am nördlichen Gangesarm bei Damukdea sind solche diagonal geschichtete sandige Schichten am rechten Ufer weit verbreitet. Berücksichtigen wir endlich die hohen Dünenzüge, welche den äusseren Rand mancher Deltas begleiten, so können wir ermessen, welche Bedeutung diese festländisch aufgelagerten Dünensande gewinnen können.

17. Chemische Ablagerungen spielen den mechanischen Deltaabsätzen gegenüber nur eine geringe Rolle. Es sind wesentlich Ausscheidungen von kohlensaurem Kalk, die im Rhonedelta Sandkörner zu festen Sandstein verkitten, die an den kleinen Flüssen von Kleinasien kalkreiche Barren bilden.

18. Organische Ablagerungen bestehen wesentlich aus vegetabilischen Resten. Die weite Verbreitung von Sumpfpflanzen auf den niedrigen Deltagebieten erklärt es leicht, dass Torflager sich überall einschalten können zwischen die mechanischen Absätze des Stromes. Im Delta des Rheines wechseln Schlammschichten mit eingeschalteten Torflagern bis in 60 m Tiefe. Ein Drittel der Schichten im Deltagebiet von Venedig besteht aus Torf- und Lignitschichten. Bohrungen im Delta vieler anderer Flüsse haben ein ganz ähnliches Verhältniss ergeben. An der Rhonemündung [2]), am Washita River im S.-O. Arkansas, am Red River, am Ganges u. s. w. hat man Zwischenschichten von Kohle beobachtet.

Die in dem Delta [3]) angehäuften, von Sand und Schlamm bedeckten organischen Substanzen verfallen im Laufe der Zeiten einem Zersetzungsprocess, unter gleichzeitiger Entwicklung von Gasen. Diese Gase bestehen im Mississippidelta aus 90 % Sumpfgas und treiben an der Mündung der Flussarme, wo der Absatz aller Flusstrübe am

1) Burner, Ref. Neues Jahrb. für Min. 1836, S. 224.
2) Lesquereux, Americ. Journal 1874, S. 31.
3) Credner, a. a. O., S. 18.

raschsten erfolgt, den Boden zu 2—6 m hohen Erdhügeln, den sogenannten „Mudlumps" auf, die sich an ihrer Spitze kraterartig öffnen, Gas und Schlamm ausstossen, und nach mehrjährigem Bestand langsam wieder verschwinden.

III. Wir haben jetzt zum Schluss die Ablagerungen der gemässigten Zone, die sich unter dem Einfluss vorwiegender Deflation bilden, zu besprechen. Da wir die festländischen Vulkane und die Küstengebiete mit ihren Dünensanden in besonderen Abschnitten schildern werden, so können wir uns hier auf 19. die Lehmlager beschränken, die auf dem Festland überall entstehen. Das oftmals sehr feinkörnige Verwitterungspulver wird bei Regenwetter natürlich durch den Regen ablatirt und den Flüssen zugeführt, aber an trockenen Tagen hebt es der Wind auf und wirbelt es hoch in die Luft. So wandert der feine Staub weit über das Land und kömmt erst da zur Ruhe, wo der Wind seine Kraft verliert. Solche Stellen sind bei den vorherrschenden Westwinden der gemässigten Zone, die nach Osten blickenden, im Windschatten liegenden Abhänge der Berge. Wichtig für die Ablagerung von solchem Lehmstaub ist ausserdem das Vorhandensein einer dichten Grasnarbe, welche die Staubtheilchen auffängt und festhält. Wie F. v. Richthofen [1]) gezeigt hat und wie es durch viele andere Forscher bestätigt worden ist, bilden sich auf diesem Wege jene oft sehr mächtigen Lösslager nicht nur der Steppengebiete, sondern auch der bergigen Länder der gemässigten Zone. Der Löss ist meist ungeschichtet, weil die Grasnarbe durch die sich anhäufende Masse hindurch wachsend, eine regelmässige Aufbereitung des Materials nach Korngrösse und Gewicht nicht gestattet. Dagegen ist die Tendenz zu senkrechter Zerklüftung vorwaltend. Durch die ungeschichtete gelbe Masse ziehen sich zarte nach unten sich verästelnde Röhrchen, entsprechend den nach Verwesen der Graswurzeln übrig bleibenden Hohlräumen; Landschnecken sind meist ungeordnet in der Lössmasse vertheilt. Durch starke Regengüsse kann aber die Oberfläche eines solchen wachsenden Lösslagers leicht mit Gehängeschutt oder Sand überstreut werden, der dann als Zwischenschicht in die Lössmasse eingeschaltet eine, der damaligen Oberfläche derselben entsprechende, oft vielfach geneigte Schichtung zeigt.

20. Im Gebiet der südrussischen Flüsse findet sich ein, durch Humus braun oder schwarz gefärbter Boden, der als Schwarzerde oder Tschernosjom wohlbekannt ist. Er findet sich bis 3000 m hoch [2]) und ist weiter nichts, als ein humusimprägnirter Löss. In manchen Gegenden wird Walderde, Sumpfboden und Aehnliches als Tschernosjom beschrieben, und es ist sehr wahrscheinlich, dass hier die Schwarzerde eine andere Entstehung hat, aber in der Regel handelt es sich jedenfalls um humusreichen äolisch abgelagerten Löss.

21. Recht selten sind im Gebiet der gemässigten Zone, wenn wir von den Küstenländern absehen, die Dünen. Während sich der noch zu besprechende Wüstengürtel durch ausgedehnte Sandlager auszeichnet, finden wir nach der kälteren Zone hin nur auf den mit lockeren Se-

---

1) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. S. 477—483.

2) Fr. Schmidt, Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1877, S. 830.
Agapitoff, Zeitschr. für wissensch. Geographie, II, 1881, S. 245.

dimenten bedeckten Niederungen häufigere Sandhügel. Das norddeutsche Diluvium wird an vielen Stellen durch Deflation zu Sandbergen aufgeschüttet, und sogar die 628 m hohe Diluvialhöhe von Röroos in Norwegen ist durch mächtige Sanddünen ausgezeichnet, zwischen denen sich Torfmoore ausbreiten.

Die aus losen Sandmassen [1]) bestehende Oberfläche der Dresdener Haide ist der Schauplatz intensiver Sandverwehungen. Dünen von 20 m Höhe werden lokal beobachtet. Während der sogenannte Haidesand eine bis 50 m mächtige horizontal geschichtete Ablagerung bildet, und aus Schichten grober und feinerer Sande zusammengesetzt ist, bestehen die darauf liegenden Dünensande meist aus steil (diagonal) geneigten Lagen. Lokal ziehen sich dünne, zart gekräuselte, wellenförmig auf und absteigende Streifen von durch Eisenschuss verkittetem Sand, die Schichtung der Düne abschneidend, hindurch. Wo das Innere der Düne blosgelegt ist, besteht sie aus schaaligen Schichten, oder sie zeigt discordant (diagonal) geschichtete Struktur. Nicht selten ist an der Basis der Dünen gröberes Gesteinsmaterial angehäuft, während solches in der Düne selbst fehlt. Diese darunter liegenden Gerölle sind oft mit Facetten (Dreikanter) bedeckt. Aufrecht stehende Bäume werden in den Dünensand eingeschlossen beobachtet. Nach jedem heftigen Wind ist die Oberfläche des Sandes mit Rippelmarken von 50 cm Länge und 20 cm Breite bedeckt. Im Windschatten bestehen die Rippelmarken nur aus feinem Sand, während sich auf der Luvseite in den Vertiefungen die bis hanfkorngrossen gröberen Sandkörner angesammelt haben.

Während wir in dem vorhergehenden Kapitel zeigen konnten, dass die Polarzone hauptsächlich unter dem Einfluss der Exaration steht und infolgedessen sowohl in ihren Denudationsflächen, wie in ihren Auflagerungsflächen durch den Eistransport bestimmt wird — ist die vornehmste Transportkraft der gemässigten Zone die Erosion des fliessenden Wassers. Daher ist sowohl die Denudation wesentlich eine lineare, d. h. thalbildende, und auch die Denudationsprodukte werden im Verlauf der linearen Wasserströme abgelagert. Die Deflation spielt dagegen eine untergeordnete Rolle, schon deshalb weil die Biosphäre in der gemässigten Zone so weit verbreitet ist.

Die Ablagerungen sind vorwiegend mechanische, denn da alle fliessenden Gewässer (mit sehr geringen Ausnahmen einiger kleiner abflussloser Seen) in den Ocean münden, so tragen sie alle leicht löslichen Salze, die bei der Verwitterung entstanden, oder schon vorher im Gestein enthalten waren, dem Meere zu. Die mechanischen Ablagerungen sind in der Weise aufbereitet, dass am Ursprung der Flussläufe, in den bergigen Gebieten und an deren Abhängen besonders grobkörnige Sedimente, und von hier nach dem Meere und den Niederungen zu immer feinkörnigere Absätze gebildet werden. Nur die in den Flusslauf eingeschalteten Seen sind als Klärungsbecken durch schlammige Ablagerungen über weite Flächen ausgezeichnet. Hier ist auch regelmässige Schichtung häufig, während sonst unregelmässige Schichtung und ein beständiger Wechsel zwischen Denudation und Auf-

1) Beck, & Hazard, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Sachsen, Section Dresden 1893, S. 92.

lagerung die Ablagerungen der Flussläufe charakterisirt. An einzelnen Stellen kommt es auch zur Bildung von Deflationsgesteinen, zu Inlandsdünen mit deutlicher Diagonalschichtung. Im Windschatten der Berge bilden sich unter der dichten Rasendecke ungeschichtete Lösslager, während in den Gebirgen engbegrenzte Gebiete mit Moränen und verwandten Polarablagerungen bedeckt werden.

Organische Ablagerungen sind zahlreich, besonders Humuslager kommen überall zur Ausbildung.

Die Farbe der Ablagerungen ist vorwiegend gelb, grau, braun, schwarz, selten sind reine Farben, wie weiss und roth.

18. Der Wüstengürtel.

Es ist ein wohlbekanntes physikalisches Gesetz [1]), dass die Regenmenge mit abnehmender Temperatur vom Aequator nach dem Pol zu abnimmt. Innerhalb der Tropenkreise fällt ungefähr im Jahre 200 bis 250 cm, auf dem 30. Breitengrade etwa 150 cm, auf dem 40° etwa 100 cm, auf dem 50° nur 50 cm, und 25 cm oder weniger Niederschläge fallen in den Polarregionen. Aber dieses allgemeingiltige Gesetz erleidet jenseits des Tropenkreises eine bemerkenswerthe Unterbrechung; denn hier befindet sich eine Klimazone, in der die Niederschläge auf ein Minimum sinken, während auf der äquatorialen Seite dieser Zone die heftigen Sommerregen, auf der polaren Seite reichliche Winterregen fallen. Die Folge dieses Regenmangels ist das Vorhandensein eines, gesetzmässig zwischen die gemässigte Zone und das Tropenland eingeschalteten, Wüstengürtels, der sich auf beiden Halbkugeln um die Erde herum verfolgen lässt.

Keine Klimazone lässt sich durch Breitengrade ausnahmslos festlegen, denn der Verlauf der Isothermen wird von der horizontalen und vertikalen Vertheilung des Festlandes in hohem Grade beeinflusst. Daher dürfen wir nns nicht wundern, wenn der Wüstengürtel mancherlei Unregelmässigkeiten zeigt. Man hat bei klimatologischen Betrachtungen vielfach diese Ausnahmen mehr betont, als die Regel, und so ist es gekommen, dass in den Lehrbüchern der Meteorologie gewöhnlich die Wüsten als integrirender Bestandtheil der gemässigten Zone behandelt werden, nnd dass man nach lokalen Ursachen für ihre Regenlosigkeit sucht. Während die gegentheilige Auffassung unseres Erachtens mehr Berechtigung hat, dass man die gesetzmässige Einordnung des Wüstengürtels zwischen gemässigte Zone und Tropenland hervorhebt, und die Ausnahmen von diesem Gesetz einer besonderen Begründung für werth halte. Den ersten Versuch dieser Art hat Guyot (l. c. S. 163) unternommen.

Absolut regenlos ist zwar keine einzige Wüste, allein die Armuth an Niederschlägen ist doch so bedeutend, dass alle Wüsten der beständigen Wasserläufe entbehren und abflusslos sind. Freilich machen der Nil in Nordafrika und der Colorado in Nordamerika eine auffal-

---

1) Guyot, Americ. Journal 1883, II, 161.
J. Walther, Die Denudation in der Wüste, 1891, S. 203.

lende Ausnahme, aber beide sind nicht etwa Flüsse, welche in der Wüste entspringen und die Wüste nach dem Meere entwässern, sondern sie sind Passanten, die ihr Quellgebiet jenseits der Wüste haben und die durch die Wüste laufen, ohne Wüstenflüsse zu sein. Der Nil [1]) hat bei Chartum eine Hochwassermasse von 25,000 m³, dann fliesst noch der Atbara mit seinen Fluthen hinein, und doch beträgt die gesammte Wassermenge bei Kairo nur 20,000 m³, so viel verliert der Nil auf seinem Weg durch die Wüste.

Wenn es einmal in der Wüste regnet, dann stürzen oft sehr beträchtliche Wassermengen hernieder, und gegenüber den in der gemässigten Zone und im Tropenland weitverbreiteten Landregen, ist der Strichregen eine charakteristische Wüstenerscheinung. Das Wasser überschwemmt dann eine scharf umschriebene Fläche, aber wenn der Regen aufhört, ist gewöhnlich auch das Wasser verlaufen. Es eilt in den niedriger gelegenen Landstrecken dahin, sammelt sich in flachen Mulden und verdunstet dort rasch.

Eine Folge der geringen atmosphärischen Niederschläge ist die Vegetationsarmuth. Die Biosphäre ist in der Wüste sehr kümmerlich entwickelt. Viele Pflanzen leben einen grossen Theil ihrer Entwicklung als unterirdische Knollen oder tiefgehende Wurzeln, und nur wenn es einmal regnet, dann sprossen überall oberirdische Theile empor, rasch blüht die Staude auf, und wenn die letzte Feuchtigkeit vertrocknet ist, dann sinkt auch die Vegetation wieder in ihr latentes Leben zurück. Selbst wo eine grössere Menge von Niederschlägen vegetabilisches Leben während des ganzen Jahres erlaubt, wie in den nordamerikanischen Wüsten, in Turkestan und in manchen die Wüste umgebenden Steppen finden wir doch keine geschlossene Vegetationsdecke, sondern einzelne Grasbüschel, isolirte Artemisien und Sukkulenten.

Regenarmuth und Vegetationsarmuth sind also die hervorstechenden Merkmale der Wüste, und als Folge davon sehen wir auch die gesteinsbildenden Vorgänge in der Wüste anders verlaufen wie in anderen Klimazonen.

Die chemische Verwitterung ist gering, denn der selten fallende Regen wird auf allen besonnten Flächen rasch abgetrocknet, und nur in schattigen Höhlungen, auf der Nordseite der Berge, auf der Unterseite der Felsblöcke hält sich die Feuchtigkeit länger und wittert sonderbare Felsenformen aus. Auch organische Verwitterung ist bei der Vegetationsarmuth nur wenig wirksam. Umso kräftiger wirkt die physikalische Verwitterung. Ungemildert brennt die Sonne auf den nackten Erdboden und erwärmt die Felsen bis auf 80° C. Nachts strahlt der Boden alle Tageswärme wieder aus und gegen Morgen herrscht eine empfindliche Kälte. Die täglich wiederkehrenden Temperaturwechsel sprengen die festesten Gesteine in scharfkantige Stücke, zerbröckeln den Granit in groben Sand. So bilden sich Schuttkegel locker übereinanderliegender Bruchstücke, die, von Wasser und Wind bearbeitet, langsam an den Bergabhängen herabgleiten und alle Vertiefungen, Ebenen und Thalsenken mit mächtigen Schuttmassen erfüllen.

Im nördlichen Chile [2]) ist es äusserst dürr; 1835 war 13 Monate

1) JANKO, Das Nildelta, S. 23.
2) DARWIN, Reise eines Naturforschers, S. 407.

lang kein Regenschauer gefallen. Nach 2 oder 3 sehr trockenen Jahren, während der vielleicht nur ein Schauer fällt, folgt meistens ein regnerisches Jahr. Die Flüsse schwellen an und bedecken die schmalen Streifen, welche für die Kultur passend sind, mit Sand und Steinen. Für die Wirkungsweise derartig seltener Regen ist es bezeichnend, dass sie ihre Erosionsprodukte in fast horizontalen Schichten über eine weite Fläche ausbreiten, und dass durch die Deflation während der folgenden Trockenzeit dieser Schutt dann noch mehr eingeebnet wird. Die Sohle eines grossen Thalkessels bei Copiapo war vollkommen eben, fast horizontal, aber ganz mit Schutt ausgefüllt.

Als Transportkraft könnte das Wasser in der Wüste ungehemmt überall thätig sein, allein es regnet so selten, dass die Erosion nur periodisch eine bemerkenswerthe Denudationskraft entfaltet Der heftig herniederstürzende Strichregen sammelt sich in den Thälern zu hohen Fluthen, reisst gewaltige Blöcke und ungeheuere Schuttmassen mit sich fort, schleppt sie auf die Ebene hinaus und breitet sie fächerförmig über das flache Land. Das Wasser verrinnt und versiegt, ehe es Zeit hatte, sich zu isolirten Wasserläufen zu vereinigen, in dem ausgedörrten Boden und lässt ganz gegen seine sonstige Gewohnheit die mitgeschleppten Schottmassen als horizontal ausgebreitete, geschichtete Ablagerung zurück.

Uebertroffen aber wird das Wasser an Leistungsfähigkeit durch die denudirende Kraft des Windes, die Deflation. Mit unglaublicher Gewalt rast der glühendheisse Wüstenwind über die ausgedörrte Ebene. Er ablatirt nicht nur Staub und Sand, nein selbst grössere Fragmente und Steine[1]); schleudert diese Wurfgeschosse gegen jedes ihm entgegenstehende Hinderniss und schleift glänzende Corrasionsflächen. Auf seinem Wege separirt er die mitgerissenen Verwitterungsprodukte nach Korngrösse und specifischem Gewicht, und während er den gröberen Sand zu Dünenzügen aufschüttet, trägt er den feinen Staub noch weit über die Grenzen der Wüsten hinaus in die umgebenden Steppen.

Wenn in der gemässigten Zone die Deflation durch das Ueberwiegen der Erosion verdeckt wird, so ist in der Wüste das umgekehrte der Fall, und oft glaubt man über den Spuren des denudirenden Windes die Merkmale des fliessenden Wassers übersehen zu dürfen.

In der Wüste bilden sich mechanische und chemische Ablagerungen; organische Absätze verhindert der Mangel einer geschlossenen Biosphäre, und die vulkanischen Ablagerungen werden wir in einem besonderen Abschnitt zu behandeln haben.

I. Die mechanischen Ablagerungen sind 1. der Gehängeschutt. Es ist ein seltsames Landschaftsbild, wenn man zum erstenmale im Innern einer echten Wüste alle Berge inselgleich aus einem fast ebenen Schuttmeere aufsteigen sieht. Gerade solche Gesteine, die in unserem Klima oder im Tropenland zur Bildung sanftgerundeter Dome und flacher Kuppen neigen, wie Granit und ähnliche krystallinische Felsarten, treten in der Wüste mit fast senkrechten Wänden steil aus der Ebene heraus; sie sehen aus als ob sie wie Pilzköpfe aus dem Erdboden hervorwüchsen. Auf der glatten nur

1) Darwin, Reise eines Naturforschers, S. 414.

von schaaligen Rindensprüngen durchzogenen Felsmasse bemerken wir langgezogene Streifen. Es sind die Gleitspuren des absinkenden Schuttes. Wie ein zäher Teig gleitet der Schutt an den Berggehängen herab, und wird zu einer sanft aufsteigenden, oft fast horizontalen Ebene aufgelagert. Nur wo das Gestein zu Wüstensand zerfällt, da sehen wir diesen in einzelnen Sandfeldern hoch oben zwischen den Gipfeln liegen, mit zackigem Umriss und steiler Neigung wie ein Schneefeld im Hochgebirge. Sonst ragen die schuttentblössten Gipfel inselgleich aus dem ebenen Schuttlande hervor. Die eigenthümlichen Ueberfluthungen, welche in der Wüste nach heftigen Regengüssen das ganze Gebiet auf kurze Zeit unter Wasser setzen, sind der Grund, dass der Schutt nur selten in einzelnen scharfmarkirten Schotterhügelketten die Ausgänge der Thäler säumt, oder dieselben wie eine Moräne in das Vorland verlängert.

So werden in der Nähe von schuttbildenden Bergen die Thalsenken und die Depressionen allmälig mit Schuttmassen ausgefüllt, welche in mächtigen Bänken übereinander liegen, deren fast horizontale Schichtung ganz wenig gegen die umgebenden Berge ansteigt, und deren scharfkantige oder wassergerundete Felstrümmer nach dem Mittelpunkt der Senkung an Grösse abnehmen. Mit Unrecht hat man vielfach solche Ablagerungen als „Seebildungen“ erklärt.

Auch die Ablagerungen in schmalen gewundenen Thalrinnen tragen einen ähnlichen Charakter, auch sie bestehen aus ebenflächigen Schichten von Sand, Geröllen, Schuttmassen, die wenn sie späterhin von anderen Wasserfluthen wieder angeschnitten werden, Moränen ähnlich sehen und mehrfach mit solchen verwechselt worden sind. Wenn solche Schuttablagerungen in der Wüste jahrelang trocken liegen, so werden sie oberflächlich leicht vom Wind und von der Sonne bearbeitet. Der Wind bläst die leichteren Theile heraus und lässt eine Deckschicht von grobem schweren Geröll übrig. Diese Gerölle werden von dem wirbelnden Sand mit Sandschliffen versehen, erhalten bisweilen die Form von Facettengeschieben (Dreikanter), Glyptolithen [1]) und bedecken sich unter dem Einfluss der Sonne mit jenem seltsamen braunen Firniss, den man als „schwarze Schutzrinde“ oder „Wüstenlack“ bezeichnet hat. Andere Gerölle werden durch die Temperaturdifferenzen von scharfen Sprüngen zerklüftet, und oftmals sieht man ein Lager vollkommen wassergerundeter Gerölle, dessen Deckschicht aus scharfkantig gesprungenen, halbirten Geröllen mit den charakteristischen Corrasionserscheinungen der Deflation bestehen. Solche durch die Sonne g e b o r s t e n e G e r ö l l e können auch ganz vereinzelt zwischen wassergerundeten Geschieben liegen.

2. Die Ablagerungen an Q u e l l e n in der Wüste spielen meist eine unbedeutende Rolle, weil nur wenige Quellen solche Wassermassen liefern, dass ihre Absätze ein grösseres Gebiet bedecken konnten. Viele der sogenannten „Quellen“ in den ägyptischen Wüsten (die man besser als Wasserlöcher bezeichnen müsste), sind erfüllt mit einem dichten Rasen von *Chara*, die in dem salzigen Wasser ausgezeichnet gedeihen und vielen Krebschen zum Schlupfwinkel dienen. Die Quelle Ayin Marcha an der Sinaihalbinsel ist ein gutes Beispiel hierfür.

---

1) WOODWORTH, Americ. Journal, Vol. XLVII, 1894, S. 70.

Die Quelle Ayin Musa bei Sues[1]) besteht aus mehreren 4—5 m hohen Hügeln, auf deren Spitze eine mit schwarzem Schlamm erfüllte Wasserlache ist. Darin leben Wasserkäfer, *Melania fasciolata* Oliv. und *Cypris delecta* Müll. und von Diatomeen: *Epithemia gibba, E. argus, Denticula tenuis, Fragilaria capucina, Pinnularia viridis, Orthosina arenaria, Mastogloia Smithii.* Nach Fraas sind die Quellhügel hauptsächlich durch die Kalkschaalen von *Cypris* aufgebaut, welche die Quellgänge ummauerten.

3. Eine interessante Quelle ist diejenige bei dem Kloster St. Anton in der südlichen Galala. Hier setzt das lebhaft heraussprudelnde, aber bald versiegende Wasser eine mächtige Ablagerung von Kalksinter ab. Einige Palmen und andere Wüstenpflanzen stehen auf dem Sinterhügel. Die jetzt noch fortdauernde Bildung des Kalksinters beweist, dass dieses Gestein sich auch unter dem Einfluss des Wüstenklimas bildet.

4. In der Coloradowüste[2]) zwischen Colorado und S. Diego, findet man Schlammsprudel. Die 30 m breiten und bis 2 m tiefen, mit blauem Thonbrei erfüllten Kessel, an der Spitze flacher Hügel, werfen bisweilen heissen Schlamm hoch in die Luft.

In Turkmenien[3]) bevölkert *Thelphusa fluvatilis* alle Wasseradern, oft in unschätzbaren Mengen. Selbst in der Glutzeit trifft man diese Flusskrabben auf dem trockenen Land, indess nie weit vom Wasser entfernt.

5. Ganz andere Ablagerungen entstehen an den Ufern der Flüsse, welche wie der Colorado oder der Nil die Wüste durchqueren, ohne sich darin heimisch zu fühlen. Nur sehr wasserreiche Flüsse können ungestraft eine Wüste kreuzen, und infolgedessen werden sie in ihrem Mittellaufgebiet nicht unbeträchtliche Ablagerungen zurücklassen können, die sich in keiner Hinsicht unterscheiden von denjenigen Sedimenten, die wir im vorigen Kapitel von den Flüssen der gemässigten Zone beschrieben haben. Solche Ablagerungen können wechsellagern mit Wüstenschutt, und das Profil kann dadurch ziemlich complicirt werden. Der Wasserreichthum des Nil und des Colorado ermöglicht auch eine ziemlich reiche Vegetation, und so finden wir den ganzen Lauf des Nil durch Nordafrika gesäumt von fruchtbaren Ländereien. Der Colorado durchströmt die Mohavewüste und da dort die fruchtbaren Niederungen noch nicht der Kultur dienstbar geworden sind, kann man ausgezeichnet den Gegensatz zwischen Fluss- und Wüstenablagerung studiren. Wenn man von der Station Needles gegen Westen wandert, so sieht man ein mit grossen und kleinen Blöcken übersäetes Schuttland, dass in einer sanft geneigten Fläche bis zu den fernen Granitzacken ansteigt. 5 m tiefe Schluchten sind durch Wassergüsse in den Schutt eingerissen, der meist aus krystallinischen Gesteinen besteht, die oberflächlich in groben Grus zerfallen, oder geborsten sind unter dem verwitterndem Einfluss der Wüstensonne. Obwohl es hier ziemlich selten regnet, so ist doch die Vertheilung des Schuttes wesentlich durch diese gelegentlichen Strichregen erfolgt, und die Deflation konnte daran nur wenig ändern. Eine überaus seltsame Vegetation von *Cereus*

1) Fraas, Aus dem Orient, S. 182.
2) Proc. Calif. Acad. of Nat. Hist. 1858, Petermanns Mitth., Bd. V, S. 84, Ref.
3) A. Walter, Zool. Jahrb. IV, S. 1120.

giganteus, und anderen Wüstengewächsen ist in der Sohle der Trockenthäler etwas reicher entwickelt.

Wenden wir jetzt unsere Schritte nach dem Colorado, der seine rothbraunen Schlammfluthen durch die Ebene dahinwälzt, so sehen wir seine etwa 2 m hohen Steilufer aus Sand und Schlammschichten aufgebaut. Eine im Strombett auftauchende Insel besteht aus rothbraunem, horizontal geschichtetem sehr feinsandigem Schlamm mit schwärzlichen dünnen Zwischenlagern. Die Ufer sind dicht mit hohem Schilf bewachsen, dazwischen stehen Weiden und Akazienbüsche. Der wellige Boden besteht grösstentheils aus Sandhügeln, oft mit schönen Rippelmarken bedeckt, zwischen ihnen stehen gelbe schlammige Wasserbecken von grünen Pappeln umsäumt, oder sumpfige Strecken. So bilden sich hier dicht nebeneinander wohlgeschichtete feinsandige Ueberschwemmungsschichten, Dünensandsteine, torfige Moorlager vereint mit den Geröllmassen, Conglomeraten und Breccien der nahen Wüste, welche vielfach wechsellagernd ineinander greifen.

6. Unter günstigen Umständen können sich in der Wüste Seen bilden, in denen nicht nur die später zu behandelnden chemischen Absätze, sondern auch mechanische Sedimente zur Ablagerung kommen. Gegenüber dem relativ beständigen Wasserstand der Seen in der gemässigten Zone, wechselt die Wassertiefe von Wüstenseen ungemein häufig. Dadurch erhalten die darin gebildeten Ablagerungen ganz besonders charakteristische Merkmale, und lassen sich daran leicht von anderen Seeabsätzen unterscheiden. Bezeichnend für Wüstenseen ist es ausserdem, dass sie keinen dauernden Abfluss haben. So dass die Höhe ihres Wasserstandes regulirt wird von der Menge der Zuflüsse und der Grösse der Verdunstung. Mit diesem letzten Faktor hängt der Salzreichthum aller Wüstenseen eng zusammen. Die Seen eines gemässigten Klimas ebenso wie diejenigen des Tropenlandes werden von Flüssen gespeist, die aus vegetationsreichen Gebieten kommen und infolge dessen oft grosse Mengen vegetabilischer Substanzen dem Seebecken zuführen. Das ist bei einem echten Wüstensee nicht der Fall, und während dort am Boden des Sees sehr häufig dunkelgefärbte Thone zum Absatz gelangen, herrscht bei den Ablagerungen eines Wüstensees, wenn auch nicht ausnahmslos, eine hellere Farbe vor. Ein ausgezeichnetes Beispiel um die mechanischen Ablagerungen fossiler Wüstenseen zu studiren bietet das „Grosse Becken“ in Utah und Nevada, in welchem die Reste des alten Lake Bonneville und Lake Lahontan liegen, die ausgezeichnet beschrieben [1]) worden sind.

Der wechselnde Wasserstand [2]) eines Wüstensees bringt es mit sich, dass die Ablagerungen desselben bei geringer Neigung des Untergrundes mit wechselnder Verbreitung nebeneinander, bei steileren Böschungen aber übereinander zum Absatz gelangen. Da die Wüstenflüsse während eines Theils des Jahres oft ganz austrocknen, zu anderen Zeiten aber heftig anschwellen, so gehören sie zu den schon S. 757 erwähnten periodisch anschwellenden Wasserläufen, die trotz ihrer geringen mittleren Wassermenge doch eine sehr heftige Erosions-

---

1) Russel, Ann. Rep. U. S. G. Survey, 1881—82, S. 189 f.
G. K. Gilbert, Monographies I, U. S. G. S. 1890, Lake Bonneville.
2) Park, Americ. Journal 1874, II, S. 226

wirkung ausüben. So werden durch derartige Flüsse den Wüstenseen periodisch grosse Mengen von Schutt und Geröllen zugeführt, die sich zuerst als **Delta** an der Flussmündung aufschütten. Ein solches Delta unterscheidet sich durch nichts von der Struktur eines anderen Seedeltas, seine obere Fläche[1]) ist eine Terrasse, die sich fächerförmig vor der Flussmündung ausbreitet. Der nach dem See zu gerichtete Abfall hat eine Böschung von 10—25°. Da ein Wüstensee in der Regel salzreiches Wasser enthält, so werden gerade wie bei einem marinen Delta nicht nur die gröberen, sondern auch die feineren Partikelchen sehr bald niedergeschlagen, und das Delta wächst relativ rascher als dasjenige eines Süsswassersees. Die innere Schichtung eines Deltas ist eine dreifache. Die Oberfläche ist horizontal, wenn auch etwas uneben, je nach der Form des Untergrundes. Die innere Masse des Aufschüttungkegels besteht aus mantelförmigen Schichten, die gegen das Becken etwas einfallend sich parallel übereinander legen, und die sich langsam nach unten in die wieder horizontalen Schichten des Seebodens umbiegen. Häufig gräbt sich der Fluss in diesen Schuttkegel eine Rinne und theilt so die Deltamasse in mehrere Stücke.

Das durch die Zuflüsse dem Lake Bonneville zugeführte Geröllmaterial, zusammen mit dem durch den Wellenschlag am Seeufer abradirten Gestein wurde durch die Wellenbewegung am Ufer entlang geschoben, und bildete bald Landzungen, die wie Nehrungen in die Wasserfläche hineinragten, bald Schotterterrassen, die das Seeufer im Niveau des jedesmaligen Wasserstandes säumen. Nach der Seeseite zu wird das Material dieser Strandterrassen immer feinkörniger und geht allmälig über in die thonigen Absätze des Seebodens, die lokal mit gröberem Sand und Schottermassen wechsellagern. An einem Profil bei Old River Bed beobachtete Gilbert folgende Schichten:

oben 3 m feiner Sand der nach unten allmälig übergeht in

3 m weissen kalkigen Mergel, hellgrau oder gelblich an frischen Aufschlüssen, rasch weiss werdend, Gyps enthaltend.

30 m gelben Thon, eine feine knetbare Masse, vollkommen geschichtet, an frischen Aufschlüssem olivgrau, an älteren blassgelb. Lokale Schichten von Sand sind eingeschaltet, ebenso Muschelschaalen, Selenitkrystall und Gypsdrusen.

An manchen Stellen scheinen solche Thone durch Zuflüsse aufgewühlt und abermals abgelagert worden zu sein, denn die Schichten fallen 3—4° nach der Seemitte.

Auch an den Ufern[2]) des Lake Lahontan haben die einströmenden Flüsse eine grosse Masse Gebirgsschutt abgelagert. Aber wegen der häufigen Schwankungen des Seespiegels sind die meisten dieser Ablagerungen später wieder zerstört oder wenigstens unter den eigentlichen Seeablagerungen so vergraben, dass wohlausgebildete Deltas nicht beobachtet werden. Die eigentlichen feinen Seethone sind horizontal geschichtet, von mäusegrauer Farbe, und wechsellagern mit unregelmässig geschichteten Sanden und Kiesen, sowie chemischen Kalkabsätzen.

1) Gilbert, l. c., S. 69.
2) Russell, l. c., S. 221.

II. Neben den mechanischen Ablagerungen spielen in Wüstenseen die chemischen Ablagerungen eine überaus wichtige Rolle. Ein gewöhnlicher Süsswassersee[1]) ist weiter nichts als die Erweiterung eines oder mehrerer Flüsse. Für den Geologen ist es nur eine Uebergangserscheinung in der Geschichte des Flussystems, denn gar bald wird er ausgefüllt und der Fluss windet sich dann durch die mit jungen Ablagerungen bedeckte, trockenliegende Ebene. Das Wasser eines solchen Sees hat die normale Zusammensetzung des durchströmenden Flusswassers, und der Fluss lässt nur seine mechanisch getragenen Sedimente darin niederfallen. Ein abflussloser See aber, wie es die Wüstenseen fast alle sind, behält nicht nur alle mechanisch getragenen, sondern auch alle chemisch gelösten Bestandtheile des Flusswassers in seinem Becken zurück. Je älter ein solcher See ist, desto reicher ist unter sonst gleichen Umständen sein Wasser an gelösten Salzen, und wenn der Sättigungsgrad erreicht ist, beginnt der chemische Niederschlag der Salze. So wechsellagern chemische und mechanische Ablagerungen in den meisten Wüstenseen, und wir wollen die wichtigsten Absätze vergleichend besprechen.

7. Während wir bei Behandlung der marinen Facies noch zu zeigen haben, dass chemische Kalkabsätze am Meeresboden nur unter den lokalen Bedingungen des marinen Grundwassers in den oberflächlichen Schlammschichten entstehen, sind abflusslose Wüstenseen für die chemische Ausscheidung von kohlensaurem Kalk überaus geeignet. Im Gebiet des Lake Lahontan und auch am grossen Salzsee von Utah finden wir derartige Kalkabsätze weit verbreitet. Dort konnte Russel drei verschiedene Arten unterscheiden, die die Oberfläche fast aller Felsen sowohl an den Ufern wie am Boden des alten Sees bedecken und nach unten allmälig in den schon beschriebenen Seethon übergehen, dessen hoher Kalkgehalt jedenfalls auch durch chemischen Niederschlag entstand. Der Lithoidkalk ist gewöhnlich grau gefärbt und von dichtem Gefüge, er wird bisweilen von Kies und Sand überlagert, die ebenfalls mit Kalk cämentirt sind. Der Thinolitkalk[2]) besteht aus Krystallen, die orthorhombische Prismen von 15—20 cm Länge und 1—2 cm Dicke darstellen. Dieselben sind Pseudomorphosen nach Gaylussit, und bilden Lager von 2—3 m Dicke. Am weitesten verbreitet ist die dritte Varietät der Dendritickalk, welcher eine moosartig verästelte Struktur hat, und Lager von 6—15 m Dicke bildet. Er überzieht den alten Seeboden mit domartigen Kalkrinden, die auf isolirten Klippen zu grossen pilzähnlichen Gestalten emporwachsen, und der ganzen Gegend ein überaus sonderbares Ansehen verleihen. Analysen ergaben:

	Lithoidkalk	Thinolitkalk	Dendritickalk
unlöslich	1,70	3,88	5,06
CaO	50,48	50,45	49,14
MgO	2,88	1,37	1,99
CO_2	41,85	40,90	40,31

Dazu kamen Spuren von Eisen, Thonerde, Phosphorsäure, Wasser u. s. w.

1) Russell, l. c. S. 211.
2) Dana, Bull. U. S. G. S. 1884, No. 12.

8. In vielen Wüsten sind Salze in den Gewässern und Gesteinen weitverbreitet. Nach POSEPNY[1]) spielt der Wind eine nicht geringe Rolle bei der Vertheilung des Salzes. Denn jeder vom Meere her wehende Wind reisst Spuren von Salzwasser, und kleine am Ufer auskrystallisirte Salztheilchen mit sich fort, und kann auf diese Weise im Laufe langer Jahrtausende beträchtliche Salzmengen dem Festlande zuführen.

Ich habe bei Tor am Sinai Untersuchungen über den Salzgehalt des die Wüste bestreichenden Seewindes angestellt, doch gelang es mir nicht, wägbare Spuren von Salz darin nachzuweisen. Die Hauptquelle des Wüstensalzes scheint mithin in den Seesalzen, welche marine fossile Gesteine enthalten, und in den Verwitterungssalzen verschiedener Felsarten zu liegen.

Jedes marin entstandene Gestein enthält in seinen Poren eine gewisse Menge von Seesalzen, die in einem regenreichen Klima rasch ausgewaschen werden. Auch bei der chemischen Verwitterung der Gesteine entstehen leichtlösliche Verbindungen, die ebenfalls vom Regenwasser gelöst und entführt werden. So gelangen dieselben aus jedem abfliessenden Gebiet endlich in das Meer und mischen sich mit den daselbst vorhandenen Lösungen. Da aber in der Wüste nur ungefähr der 50. Theil des Regens fällt, den wir in einem regenreicheren Klima beobachten, so muss naturgemäss alles Quellwasser 50mal soviel Salz aus den Felsen lösen, wenn dieselbe Wirkung erzielt werden soll. Kein Wunder, dass daher alle Wüstenquellen beträchtliche Mengen gelöster Bestandtheile enthalten und in der Regel sehr salzig schmecken. Die Wüste ist abflusslos und wird nicht nach dem Meere zu dränirt. Die Bäche versiegen, oder sie münden in einen Wüstensee, der durch Verdunstung soviel Wasser verliert, wie ihm zugeführt wird. Kein Wunder, wenn sich unter diesen Umständen das Salz in den Wüstenseen anreichert, wenn das Wasser derselben bald seinen Sättigungsgrad erreicht. Vielfach hat man das Wüstensalz als einen Rest eingedampften Meerwassers betrachtet und daraus gefolgert, dass die Wüste als Meeresboden gebildet worden sei, aber nirgends finden wir mitten in der Wüste einen Salzsee, dessen Bestandtheile alle Salze des Meeres enthalten, vielmehr finden wir in den Wüstenseen nur eine concentrirte Lösung derjenigen Salze, die in grösserer Verdünnung in den Wasserläufen enthalten sind, welche den betreffenden See speisen. Schon die Existenz von Boraxseen ist der beste Beweis, dass das Wasser der Wüstenseen nicht einfach abgeschnittene und eingedampfte Meereslagunen sind. Selbst das süsse Nilwasser, dessen Salzgehalt ein sehr geringer ist, versalzt den Boden, wenn es abflusslos verdampft, und viele Strecken von Unterägypten werden aus diesem Grunde bei den Nilüberschwemmungen absichtlich nicht bewässert, weil sie nicht entwässert werden können und daher versalzen würden.

Da man bisher die Salzseen des Wüstengürtels meist nur dann genauer untersucht hat, wenn sie technisch verwerthbare Salze enthielten, so sind ausser den eigentlichen a. Chlornatriumseen, nur b. Natronseen und c. Boraxseen unterschieden worden. Aber es dürfte sich heraus-

1) POSEPNY, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. Wien Math. Naturw. Classe 1877, Juli 195.

stellen, dass die Mannichfaltigkeit der Wüstenseen eine viel grössere ist, und dass man später viel mehr Typen wird aufstellen können.

Obwohl das Meerwasser die absolut grössten Salzmengen enthält, die bekannt sind, so ist doch das Meerwasser eine so schwache Salzlösung, dass an seinem Grunde nirgends Salz ausgeschieden werden kann. Da es nun sehr mächtige fossile Salzlager giebt, und zwar auch solche, in denen sämmtliche Bestandtheile des Seewassers enthalten sind, so hat man eine sehr interessante und bestechende Erklärung für die Bildung solcher Salzlager in einer durch eine Barre abgeschnittenen Lagune gefunden. Und diese „Barrentheorie“ hat sich rasch eingebürgert und ist rasch zur allgemeinen Annahme gekommen.

Wenn wir uns aber auf den Standpunkt der ontologischen Methode stellen, so ist die Barrentheorie nicht gerade in dem landläufigen Sinne zur Erklärung fossiler Salzlager zu benutzen. Es giebt heutzutage keine Barren am Meere, welche die Entstehung grösserer Salzlager unserem Verständniss näher brächten. Das vielfach angezogene Beispiel des Karabugasgolfes am Ostufer des Caspisees betrifft eine in der Wüste gelegenen Bucht eines abflusslosen Binnensees. Das Todte Meer ist ein abflussloser Wüstensee, der Run of Cutsch liegt in der Wüste und die natürlichen Salzpfannen von Rauai und Allolebod am Ufer des rothen Meeres haben so geringe Dimensionen, dass dort nur kleine Salzlager entstehen, und ausserdem liegen auch sie an der Küste eines Wüstenlandes. Die Thatsachen der Gegenwart sprechen also dafür, dass mächtige Salzlager zu ihrer Bildung weniger die Nähe des Meeres verlangen, als einen abflusslossen See in einem Wüstenlande (oder im Tropenland s. u.).

Die Salzlager der Gegenwart sind nicht marine, sondern festländische Bildungen und wir müssen daher die einschlägigen recenten Erscheinungen etwas ausführlich behandeln:

a. Die S a l z s e e n sind eine typische Wüstenerscheinung, deren Ursachen wir oben auseinandergesetzt haben. Dem wechselnden Wasserstand eines Wüstensees entsprechend, stellen sie bald einen blauen Salzsee, bald einen schlammigen Sumpf, bald eine spiegelnde Salzdecke dar. Der Schott Melrir [1]) in Tunisien ist von einer so weissen und reinen Salzkruste überdeckt, dass er täuschend einem gefrorenen See gleicht. Die Berge des Kutiat Gaturfa an seinem Rande enthalten Gyps und Landschnecken, aber keine Spur von Meeresmuscheln.

Die Saline [2]) von Tozeur hat mehrere Meilen Ausdehnung und scheint aus geschmolzenem Metall, oder polirtem Marmor zu bestehen, oder erscheint wie ein gefrorener See. Eine in den Boden gestossene Lanze versank bis zur Spitze im Salzschlamm. Später überschritt die Karawane eine Sebcha (Salzsumpf) und traf Anfangs Salzschlamm, dann folgte eine krystallinische Salzdecke, hart und durchsichtig wie Glas, der Boden dröhnte dumpf unter den Schritten. Die Decke war mehrere Zoll dick und verbarg einen Salztümpel, dessen Grund nicht erreicht wurde.

---

1) Buvry, Zeitschr. für Allg. Erdkunde 1858, S. 226.
2) Roudaire, La Mission des Chotts 1877, S. 38.

Auf der Reise von Boghar nach Laghuat fand VILLE[1]) zwei Salzbecken. Der Zahrez Rharbi ist 40 km lang, 8 km breit, im Winter 3 m tief, im Sommer von einer Salzdecke überkleidet. Dieselbe ist in der Mitte 70 cm, im Durchschnitt 33 cm dick und enthält 98 % NaCl. Der Zahrez Chergui ist 36 km lang, 14 km breit, auch sein schlammiger Boden ist im Sommer salzbedeckt. Dünengebiete liegen in nächster Nähe an diesen Salzlagern.

In den Salztümpeln[2]) von Bilma und Kalala bildet sich innerhalb weniger Tage eine mehrere Zoll dicke Kruste von Salz, die durchstossen und abgefischt wird. Ein grosser Theil von Centralafrika wird von hier aus durch die Tuareg, Tebu und Arabu mit Salz versorgt.

Westlich von Hanfila[3]) am Rothen Meer ist eine Salzebene unter dem Meeresspiegel, rings umgeben von einem Gypswall. Die Flüsse der östlichen abyssinischen Alpen fliessen in diese Depression, doch verdampft alles Wasser darin. Das Salz wird in Pfundstücken nach Abyssinien gebracht und auf den Salzmärkten in Agamé und Atobi verhandelt.

Bei der Krystallisation des Salzes[4]) in den Salzpfannen von Allolebod am südlichen Rothen Meer, schlägt sich der in der Soole enthaltene Gyps zuerst nieder, und es entsteht dadurch eine geschichtete Ablagerung, deren Schichten wie die Jahresringe im Holz je einer Inundation entsprechen.

Zwei Tagereisen[5]) SSO. von Massauah ist das Arroh, eine unter dem Meeresspiegel gelegene Depression. Es stellt eine vollkommene Ebene dar, auf der sich Schlammsprudel von wechselnder Lage und Grösse erheben. Zu Ende der beiden Regenzeiten bildet sich hier eine grobkörnige, feste, mehrere Zoll dicke Salzkruste, daneben finden sich Ausblühungen von Zinnober. Das Salz des Arroh bildet den einzigen Staatsschatz Abyssiniens und wird durch Karawanen weithin transportirt.

So lange die grossen Bitterseen auf dem Isthmus von Sues abflusslos waren, bildete sich an ihrem Grunde ein Salzlager, das mehrere Meter mächtig war. Seitdem aber der Suescanal die Bitterseen wieder in Wasseraustausch mit dem Meere gebracht hat, ist das Salzlager vollkommen aufgelöst worden.

An der ganzen Küste des Nildeltas[6]) von Abu Sir bis Scheik Zayed findet sich eine Reihe von Salinen, welche ihren Salzgehalt dem Meerwasser verdanken, das unter dem Einfluss des Wüstenklimas rasch verdunstet und seine Salze abscheidet. Das Salz wird häufig von wandernden Dünen überschüttet. Wenn der Sand die Salzpfanne nur bis zum Meeresspiegel anfüllt, so erscheint das Salz nach 1 oder 2 Jahren wieder an der Oberfläche. Wenn aber die verhüllende Sanddecke höher wird, dann bilden sich darin Efflorescenzen von Gyps,

---

1) VILLE, Annales des Mines, 5. Ser., XV, S. 351.
2) ROHLFS, Petermanns Erg.-Heft, XXV, S. 27.
3) MUNZINGER, Proc. R. Geogr. Soc. 1869, S. 220.
4) HILDEBRANDT, Z. Allg. Erdkunde. Berlin 1875, S. 26.
5) SCHIMPER, Zeitschr. d. Allg. Erdkunde. Berlin 1877, S. 109.
6) SICKENBERGER, Les Salines de la Basse-Egypte 1893.

welche aus 3—5 cm langen Gypskrystallen bestehen und die Form von 1—4 m breiten und 0,5—1 m dicken Blumenkohlköpfen haben.

Seit langem bekannt sind die Seen im abflusslosen Caspibecken. Der Eltonsee[1]) liegt inmitten einer Steppe, deren Boden ebenso wie die abschüssigen Ufer des Sees lehmig ist. Die Sohle des Sees besteht bis auf 2 km vom Ufer aus zähem Schlamm. Der See ist 18 km lang und 14 km breit. In ihn münden einige kleine Flüsse, welche Kochsalz und Magnesiasalz enthalten. Das Salz bildet sich auf dem Boden. Die Deckschichten bestehen aus krystallinischen Drusen, die Krystalle selbst sind erbsenförmig oder haben rosettenartige oder kubische Form. Unter der Deckschicht befindet sich zwar schon ein ziemlich derbes Kochsalzlager, allein dasselbe ist nicht fest, und zerfällt leicht in kleine Brocken. Die Salzsoole ist in verschiedenen Jahren von sehr verschiedener Zusammensetzung, sie enthielt

im Jahre:	1815	1829	1834	1863
Schwefelsauren Kalk :	0,036	—	—	0,037
Schwefelsaure Magnesia :	2,185	5,32	1,66	3,35
Chlormagnesium :	16,28	19,75	10,54	10,72
Chlorkalium :	—	0,23	0,22	0,035
Chlornatrium :	7,45	3,88	13,12	11,20.

Das ausgeschiedene Salz, welches gefördert wird, besteht aus zwei Schichten, die untere 2,5 cm, die obere 4—5 cm dick.

Es enthielt

	die obere Schicht:	die untere Schicht:
Wasser :	6,85	3,51
Gyps :	1,13	1,49
Schwefelsaure Magnesia :	0,53	0,47
Chlormagnesium :	3,25	2,17
Chlornatrium :	87,08	90,50.

Der Fluss Chara Zacha bringt in seinem Wasser jährlich soviel Salz in den See, dass sich eine Salzkruste von 4 cm bilden konnte.

Der Baskuntschaksee am linken Ufer der Wolga ist 16 km lang und 9 km breit. Die Soole des Sees enthält

	nach GOEBEL:	und NIKITINSKY:
Chlornatrium :	72,72	73,61
Chlormagnesium :	20,80	22,32
Chlorcalcium :	3,40	2,43
Chlorkalium :	0,76	—
Schwefelsaure Magnesia :	—	0,22
Brommagnesium :	0,023	—
Schwefelsauren Kalk :	0,10	0,10.

Man fand in der Mitte des Sees eine Salzschichte von 160 cm Dicke, und 500 m vom Ufer fand man die Mächtigkeit weit über 2 m. Die obersten Schichten enthalten 91 % Chlornatrium, und die den einzelnen Jahrgängen entsprechenden Salzablagerungen sind, wie im Eltonsee, durch lehmige Schichten voneinander getrennt. Man kann sehr gut acht solcher Schichten unterscheiden, dann aber nimmt die Ver-

1) CECH, Jahrb. K. Geol. Reichsanstalt. Wien 1878, S. 621.

dichtung des Salzes zu. Mit der nach der Tiefe gehenden Verdichtung ändert sich die Krystallisation des Salzes. In den oberen Schichten besteht das Salz aus kleinen Krystallaggregaten, in den tieferen Schichten hingegen bemerkt man dichtere Krystallisation und grössere Reinheit des Salzes. Die zweite Schicht enthält bereits 95,4 % ClNa. Die vierte 97,2 %, die achte aus regelmässigen Salzwürfeln bestehende Schicht enthält 97,82 % ClNa. Darunter liegt die 1,5 dicke Granatkaschicht, welche aus derben kubischen Krystallen besteht, zwischen denen etwas Schlamm liegt. Sie enthält 98,7 % Chlornatrium und ihr Salz ist vollkommen durchsichtig.

Die Lauge dringt durch das ganze Salzlager und während im Frühjahr durch fallende Regengüsse die kleinen Salzkrystalle gelöst werden dürften, vergrössern sich die bleibenden im Sommer durch Krystallisation, so dass in der Tiefe das Salz immer magnesiaärmer und zugleich reiner und dichter wird.

Von den 27 in der Nähe befindlichen Salzseen sind 17 versandet durch einwandernde Dünen. Das Salz der versandeten See ist gewöhnlich dicht, porös und ohne Schichtung, es ist sehr rein und wird von den Kirgisen als Speisesalz benutzt. Die grosse Reinheit dieses Salzes lässt darauf schliessen, dass in versandeten Seen die Salzausscheidung etwas anders verläuft, als in den schlammigen offenen Seen. Wahrscheinlich bildet sich zuerst eine Salzkruste auf der Sohle, die mit Flugsand überdeckt wird. Unter dieser doppelten Decke können sich grosse reine Kochsalzkrystalle ruhig ausscheiden. Das Bittersalz, welches eine geringere Krystallisationsfähigkeit in der verdünnten Soole besitzt, als das aus nahezu gesättigter Lösung sich ausscheidende Kochsalz, wird von der stets zunehmenden Sandschicht aufgesogen und dadurch der See vollkommen trocken gelegt.

In der Umgebung von Astrachan finden sich 104 Seen, die durch einen grossen Wechsel ihres Salzgehaltes ausgezeichnet sind.

Chlornatrium enthält	der	Darmin See	: 98,7 %,	
„	„	„ Kisten Chak	: 68,1 %	
Schwefelsaure Magnesia	im	Nowonajdenoe Ozero	: 12,2 %	sonst 0,5 %
Schwefelsaures Natron	„	Schajna See	: 15 %	„ 1,5 %
Chlormagnesium	„	Choschatin See	: 5 %	„ 0,4 %
do.	„	Jaristoe See	: 12 %	
Gyps	„	Nowootkrytoe Ozero	: 17 %	„ 1,0 %

Der Choschatin See schied im Jahre 1849 gar kein Chlormagnesium aus, im Jahre 1851 aber 5 %, und 1856 wieder nur 0,6 %. Auch viele dieser Seen werden vom Flugsand überschüttet und versanden theilweise vollständig.

Wenden wir uns jetzt nach dem Süden des Caspisees, so finden wir in Persien [1]) bei Darya in Namak ein Salzlager blendend weiss wie eine Eisdecke. Der Rand besteht 2 km breit aus schlammigem Boden, in dem die Skelette verdursteter Thiere liegen, dann folgt eine Zone erdigen Salzes wie der Rand eines gefrorenen Sumpfes bei Thauwetter. 6—8 km vom Rande folgt reines Salz, in unregelmässig polygonale Stücken von 20—90 cm Grösse zerbrochen. Die 2—3 m dicke Salz-

1) Biddulph, Proc. R. Geogr. Soc. London 1891, S. 651.

decke ist so hart, dass man sie kaum mit dem Hammer bearbeiten kann. Diese Salzdecke ist 40 km breit, und wenn der winterliche Schnee darauf fällt, so bildet sich eine 50—80 cm hohe Wasserschicht durch dessen Schmelzen.

Auch TIETZE[1]) macht auf die ausgedehnte Versalzung des Bodens in manchen Gegenden Persiens aufmerksam, und führt als Grund derselben das Klima und die Abflusslosigkeit an.

In Rajputana[2]) am Rande der Nordindischen Wüste liegt der Salzsee von Sambhar, 40 km lang, 10 km breit und 1 m tief, der ein Gebiet von 8000 □km dränirt. Dünen umgeben ihn allseitig. Während der trockenen Jahreszeit bedeckt seinen Boden ein schwarzer Schlamm, in dem viele kleine Salzkrystalle eingebettet sind.

Der Run of Kutsch[3]) in Nordindien ist ein Litoralgebiet, das während des S.-W. Monsums streckenweise 1 m tief unter Wasser gesetzt wird. Die Landschaft besteht aus 1) Thurr d. h. Sanddünen von 25—130 m Höhe, 2) Put d. h. einer vegetationslosen glatten glänzenden Fläche, 3) Runn, der eigentlichen Salzebene, welche 300 km lang und 100 km breit ist. Das sandig-thonige Sediment ist durch den Salzgehalt immer feucht, aber glatt und vollkommen eben. Die darauf stehenden Wasserlachen bedecken sich während des Winters mit reinen Salzkrusten, die gewöhnlich 10 cm, aber im Sindribecken über 1 m dick sind. Kein lebendes Wesen ist hier zu sehen, als ein verirrter Vogel oder einige wilde Esel. Zwischen den Sanddünen des Thurr finden sich ebene Flächen, in die bisweilen 20 m tiefe Seen eingesenkt sind. Hier leben Füchse, Jakale, Wölfe, Ratten, Schlangen.

In Innerasien sind bekanntlich Salzseen weit verbreitet, doch findet sich in den Salzgebieten der Gobiwüste nicht die geringste Spur[4]) vom Vorhandensein von solchen Steinsalzschichten, von welchen das Salz ausgelaugt sein könnte. Wo irgend ein Wasserlauf verzögert, oder in einem geschlossenen Becken aufgehalten wird, da bilden sich Salzlager. Die leicht löslichen Salze wie Soda, Glaubersalz, Kochsalz, schwefelsaure Magnesia, werden dabei an die tiefste Stelle des Beckens befördert; während Gyps überall ausgeschieden wird. An einem See bei Yen-touj-ye scheidet sich das Kochsalz wie eine Eisdecke aus. In den Salzpfannen von Iu-tja-wan bilden sich 10 cm dicke schneeweisse Krusten, die aus chemisch reinem Kieserit bestanden in dem sich nicht einmal eine Spur von Chlornatrium fand.

Am östlichen Ufer des Kuku-nor finden sich Sandhügel, Schotterterrassen und Lössschichten. In den Vertiefungen treten salzige Tümpel zu Tage, welche bisweilen beständig von einer Salzkruste überzogen sind.

In Nordamerika tritt uns wieder der Salzreichtum grosser, abflussloser Wüstenseen entgegen. Der grosse Salzsee von Utah besitzt einen Salzgehalt, der je nach der Jahreszeit 13—22 % beträgt. Wo an seinen Ufern[5]) das Wasser sehr flach ist, da krystallisirt Salz aus, und

1) TIETZE, Mitth. Geogr. Ges. Wien 1886, S. 519.
2) HACKET, Rec. Geol. Survey of India, XIII. S. 199.
3) FRERE, Journal Geogr. Soc. London 1870, S. 181.
WYNNE, Mem. Geol. Survey of India, IX, S. 19.
4) LOCZY, Reise des Grafen Szechenyi, I, III, S. 527, 529, 569, 601.
5) GILBERT, Lake Bonneville, S. 257, 223, 225.

Russel passirte 1881 von Grantsville nach Stansbury Island eine 2 km breite Salzdecke. Ich fand bei Terrace das ehemalige Seebett auf meilenweite Erstreckung mit blendendweissem Salz bedeckt, das als ein feines Pulver aus dem grauen Schlamm ausblüht. Im Snake Valley ist ein grosser Salzsumpf, in welchem sich während des Sommers eine 4 cm dicke Schicht von Chlornatrium und Natriumsulphat ausscheidet, doch wird nach stärkerem Regen im Winter ein Theil dieses Absatzes wieder aufgelöst. Der Sevier See bildete im Januar 1880 eine einzige Salzdecke, auf welcher an einzelnen Stellen eine Schicht bitteren Wassers stand. Das Salz war 10—12 cm dick. Das darunter liegende Sediment bestand in der Mitte des Sees von oben nach unten aus:

Natriumsulphat	:	5 cm
Natriumsulphat mit Chlornatrium	:	2 „
Natrinmsulphat	:	5 „
Grauer Thon mit Holzfasern	:	5 „
Feiner Sand mit Süsswasser-conchilien	:	15 „

Am Rande des Sees ergab sich dagegen folgendes Profil:

Chlornatrium	:	1 cm
„ mit Natriumsulphat und Magnesiumsulphat in freien Krystallen	:	4 „
Feste Kruste von Chlornatrium mit Natriumsulphat	:	2 „
Lockere Krystalle von Chlornatrium mit Magnesiumsulphat	:	4 „
Feinkörniges Chlornatrium mit Magnesiumsulphat	:	2 „
Dunkelgrauer Schlamm	:	60 „

Weit verbreitet sind Salzseen und Salzlager auch in den anderen Wüsten von Nordamerika. Nördlich von van Horn in Westtexas holen die Farmer den für ihr Vieh nöthigen Salzbedarf von einem grossen Salzsee. Die von dort stammenden Stücke bestehen aus einem grobkrystallinischen Salzgestein, das seine Entstehung aus einzelnen zusammengebackenen Salzwürfeln leicht erkennen lässt.

b. In den Wüstengürteln sind neben dem Kochsalz besonders Ablagerungen von natürlicher Soda weitverbreitet. Man[1]) versteht darunter sowohl Natriumsulphat wie Natriumcarbonat, die oft mit Natriumchlorid verbunden sind.

In Aegypten finden sich 9 Natronseen, deren grösster 10 km lang, 3 km breit und 6 m tief ist. Unter dem umgebenden Wüstensand liegt ein schwarzgrauer Thon, der Gyps und Natriumsalze enthält. Während der trockenen Zeit verdunsten die kleineren Seen und an ihrem Boden bilden sich Salzkrusten. Die grösseren Seen trocknen nie ganz ein, aber an ihrem Grunde wird Salz abgesetzt. Die obere Hälfte dieses Salzlagers, 5 m dick, besteht aus vorwiegend Chlornatrium, während das darunter liegende 5 m dicke Salzlager viel Natriumcarbonat enthält.

In Armenien sind Natronseen in der vulkanischen Region des Ararat bekannt.

In Venezuela bei Merida bildet sich während des Sommers am Boden eines 210 m langen, 106 m breiten, 3 m tiefen Natronsees, der soge-

1) Chatard, Bull. U. S. G. Survey 1887—88, No. 60.

nannte „Urao“, ein aus 80 % Natroncarbonat bestehendes Salz, welches von den Indianern durch Tauchen gewonnen wird.

In Nordamerika sind innerhalb des „Grossen Beckens“ mehrere Natronseen. In Wyoming kennt man 5 zusammenhängende Salzbecken, an deren Boden Schichten von 40—45 % Natronsulphat mit dünnen Thonschichten wechsellagern. In den Donneyseen ist das Sodalager 2—3 m mächtig. In den Dupontseen findet sich ein Salzlager bestehend aus Natroncarbonat und Natronsulphat gemischt mit Kochsalz und Wüstensand. Bei Wilmington bohrte man durch 4 m natürliche Soda am Boden des Sees.

Aehnliche Sedimente zeigen der Monosee in Californien, der Albertsee in Oregon. Salzböden finden sich viel verbreitet in der Blackrockwüste. Owens See in Californien enthält ebenfalls grosse Mengen von natürlicher Soda. Hier beträgt die jährliche Verdunstung etwa 2 m. Die Quelle aller dieser Salzablagerungen ist in den Verwitterungsprodukten der umliegenden Gebirge zu suchen, theilweise vielleicht auch in vulkanischen Exhalationen und Thermen.

Ich glaube wohl, dass die genannten Beispiele, die man leicht vermehren könnte, genügende Beweise für die Anschauung bringen, dass in der Gegenwart die Bildung von Salzlagern eine charakteristische Erscheinung abflussloser Wüstengebiete ist.

9. Am Ufer des grossen Salzsees von Utah und am Boden des Sees findet sich ein gelblichweisser oder silbergrauer Kalksand, den man für Oolith zu halten geneigt ist, und der auch von Gilbert [1] und Rothpletz [2] als Oolith beschrieben worden ist. Er besteht nach Rothpletz aus Colonien von *Gleocapsa* und *Gleoteca*. Nach Gilbert bildet er sich am Ufer entlang zwischen dem Jordandelta und dem Blackrock, und an einer Stelle des Pyramid-Lake. Die Körner werden von den Wellen an den Strand geworfen und dort vom Wind zu Dünen aufgeschüttet.

III. Wie wir schon früher betont haben, ist der Wind die vorwiegendste Transportkraft der Wüste und der mit ihnen aufs Engste verknüpften Steppen, daher müssen wir jetzt zum Schluss die unter dem vorwiegenden Einfluss der Deflation gebildeten Ablagerungen noch besprechen. Wenn das fliessende Wasser in der Wüste Blöcke und Kiesel zu bewegen vermag und mächtige Geröll-lager bildet, so sind grobkörnige Sedimente für den Wind unangreifbar.

Wenn er auch mit dem Flugsand an allen Felsen und Blöcken schleift und die charakteristischen Corrasionsflächen des Sandschliffes erzeugt, so ist doch der Felsblock selbst für den Wind unbeweglich; der Wind vermag nur Sand und Staub zu tragen. Das thut er aber auch überall in der Wüste, und man kann sagen, dass eigentlich jeder Wüstenwind Staub und Sand führt [3].

In der Luft findet eine Separation statt, welche es bewirkt, dass Staub und Sand, ja sogar Sandkörner von verschiedener Grösse, an verschiedenen Orten abgelagert werden. Nur in den Gebirgen, besonders am Fuss von Granitbergen kann man Sandhügel sehen, welche

1) Gilbert, Lake Bonneville, S. 169.
2) Rothpletz, Botanisches Centralblatt 1892, No. 35.
3) Sickenberger, Briefl. Mittheilung vom Oktober 1893.

aus Sand, Thonstaub und Glimmerblättchen gemischt sind — in der Regel sind die äolischen Ablagerungen der Wüsten und Steppen von einer einzigen Korngrösse, und nur bei wechselndem Wind lagern sich verschiedene Sedimente übereinander.

10. Wie der Wüstensand vornehmlich aus der Verwitterung von Granit und krystallinischem Schiefer sowohl in Aegypten und Nordamerika, wie in Australien[1]), dann auch aus Sandstein und anderen quarzhaltigen Sedimenten entsteht, haben wir früher geschildert. Seine Auflagerungsform unterscheidet sich nicht unwesentlich von derjenigen vieler anderen Sedimente, denn er bedeckt zwar ausgedehnte Gebiete, aber überall in der Form mehr oder weniger dicht nebeneinanderstehender Dünenketten.

Es überwiegt also bei der Ablagerungsfläche des Wüstensandes die geneigte Böschung gegenüber der horizontalen Ebene, und daher zeigen Dünensandsteine so häufig Diagonalschichtung.

Wir unterscheiden neben den unregelmässig gestalteten Sandhügeln besonders zwei Typen von Sandbergen, die Dünenkette und die Bogendüne. Die erstere besteht aus einem annähernd geradlinigem Sandberg, von oft sehr beträchtlicher Länge. Die Bogendüne hat den Umriss eines Pferdehufes und umschliesst ein tiefes Kesselthal.

Jede Düne hat eine, dem herrschenden Wind zugekehrte unter 5—20° ansteigende Luvseite, die oben in einem oft sehr scharfen Grat zusammenstösst mit der 30—60° steilen Leeseite im Windschatten. Bald stehen die Dünen auf Felsenboden, der zwischen ihnen zu Tage tritt, bald besteht auch ihre Unterlage aus Dünensand und nirgends ist etwas anderes zu sehen als gleichförmige Sandkörner.

Da die krystallinischen polychromen Gesteine die Hauptquelle des Wüstensandes sind, so wollen wir zuerst die Sandablagerungen am Fusse derartiger Gebirge beschreiben, dann das Wandern der Dünen besprechen und endlich die Sanddünen der verschiedenen Wüsten betrachten.

An den steilsten Granitbergen der Sinaiwüste (Arabah, Kren Utud) und der Arabischen Wüste (Dj. Gharib) sieht man Sandfelder hoch hinaufdringen in allen Spalten und Thälern. Wie Schneeflecke im Hochgebirge lagert sich überall der Sand mit steiler Böschung auf.

In dem Nubischen Urgebirge[2]) bilden die Sandwehen eine vielfache grossartige Windfahne, wie sie vielleicht nur einmal in der Welt existirt. Alle Felsen haben, wo der Raum der Fläche es gestattet, einen nach Süden gerichteten Sandanhang von zuweilen 100 m Höhe.

Wenn nun der Sturm über die Wüste dahinbraust, dann hebt er den Sand aus den engsten Spalten und trägt ihn von den höchsten Gebirgen weit hinaus in die Ebene. So denudirt der Wind alle hohen und niedrigen Berge und schüttet, wenn seine Kraft erlahmt, den Sand zu Dünenhügeln auf. Aber jeder neue Sturm bewegt den Sand aufs Neue. Der Dünenkamm scheint zu dampfen, wenn der Wind darüber streicht und zu den Füssen der Dromedare sieht man den Sand in

1) Wallace, Australia 1893, I, S. 105.
2) Ehrenberg, Abh. Acad. d. Wissensch. Berlin 1827, S. 17.

rasender Eile über den Boden gleiten. Der Wind ist die massgebende Transportkraft für den Wüstensand, und das selten fallende Regenwasser hat nur geringe Bedeutung.

Die Dünen[1]) bedecken in der Sahara zwischen der Libyschen Wüste und dem Atlantik etwa den neunten Theil des Landes, und sind am mächtigsten im Norden entwickelt. Sie theilen sich in einzelne Gruppen von denen der Erg am bekanntesten ist, zwischen 20° und 34° N. Br. und 8° Oestl. bis 4° W. Länge. Nach Südwesten setzt sich die Sandregion des Erg in die Dünen von Iguidi fort, im SO. befindet sich die Dünenregion von Edeyen.

Die Oberfläche des Erg wird auf 12 Millionen Hektar geschätzt, doch ist nicht alles von Sand bedeckt, vielmehr dehnen sich zwischen den Dünen sandfreie Stellen von mehreren Kilometern Breite aus. Die Dünen stellen Gebirge und Pässe, Ebenen und Thäler dar. Im Allgemeinen sind die Sandberge nur 150—200 m hoch, bei Ghadames aber erreichen sie eine Höhe von 500 m.

Gewisse Dünengegenden sind mit beweglichen Sandhügeln bedeckt, deren Sand grobkörnig, ungleichmässig, mit mehreren Centimeter grossen Kieseln und Gypskrystallen gemischt ist. Ihre Oberfläche ist unregelmässig, der Sand ist gewöhnlich verkittet durch ein gypskalkhaltiges Cement, das sie oft überrindet.

Die echte Düne aber ist charakterisirt durch die Gleichmässigkeit und regelmässige Gestalt ihrer Sandkörner. An der Basis der Düne sind dieselben 2 mm gross, bisweilen hier auch untermengt mit Kieseln, Gypskrystallen, zerbrochenen Conchilien; nach oben werden die Körner kleiner, unter 1 mm Durchmesser, rund und polirt. Im Einzelnen sind die Sandkörner hyalin, oder leicht röthlich gefärbt durch Spuren von Eisensalzen, die der Düne einen blassgoldenen Schein geben.

Die eigentliche Dünenform ist unsymmetrisch, der dem Winde zugekehrte Abhang ist sanft, besteht aus fest zusammengefügtem Sand. Der Kamm ist oft scharf, die Leeseite ist 32—33° geneigt und hier ist der Sand locker. Oft gruppiren sich einzelne Sandhügel zu Sandgebirgen und Dünenketten.

Die Richtung der Dünenkette stimmt nicht überein mit der Richtung der Elementardünen, die erstere ist beständig, die zweite wechselt mit dem Winde. Die Elementardünen sind höchstens 20 m hoch, die Dünengruppen übersteigen 100 m.

Bemerkenswerth ist es dass die Dünengebiete der westlichen Sahara im Zusammenhang stehen mit den Depressionen der Schotts und dem Tiefland von Gourara, so dass hier Sandsteine und Salzgesteine in nächster Nähe beieinander gebildet werden.

Im Süden der Sahara bei Borku finden wir Dünen, deren gekrümmte Form den Namen „Bogendünen" rechtfertigt: Alle diese isolirten Sanddünen[2]) haben dieselbe Form, dieselbe Orientirung und dieselbe Höhe. Sie sind selten über 15 m hoch, und bildeten einen nach SW. offenen Halbkreis, der auf der Höhe einen scharfen Kamm hatte. Sie wandern nach den Berichten der Eingeborenen verhältnissmässig schnell.

1) ROLLAND, Geologie du Sahara algerien 1890, S. 211.
2) NACHTIGAL, Sahara und Sudan, II, S. 68.

Ungemein ausgedehnt ist die Sandregion der Libyschen Wüste. Bei[1]) 25° N. Br. und 45° Oestl. L. verwandelt sich die Wüste in ein einziges gelbes undurchdringbares Sandmeer. Soweit das Auge reicht, folgt Dünenkette auf Dünenkette, alle von N. nach S. oder von NNW. nach SSO. streichend. Die Zwischenräume sind mit Sand ausgefüllt, und auch mit niedrigen Hügeln besetzt. Die Dünenketten sind zuweilen 100 m hoch.

Gegenüber der gelben Farbe des Sandes in Nordafrika ist die carminrothe Farbe der Dünen in Innerarabien bemerkenswerth. In der Nefud werden die Bogendünen Fuldjes genannt. Vor allem[2]) erregt die eigenthümliche, aus weiter Entfernung auffallende Färbung des Sandes das höchste Interesse, es ist wirklich glänzendes Roth, das sich im Morgenthau zu Carmoisin steigert. Die einzelnen Sandkörner sind so gross, dass sie nur schwer vom Winde bewegt werden können. Nicht weniger merkwürdig ist hier die Anordnung des Sandes zu Bogendünen von 7—90 m Höhe und 50—1000 m Länge, die in unregelmässigen Reihen hintereinander angeordnet sind. Die Sandkörner, welche PHILLIPS[3]) untersuchte, waren 0,5 bis 0,8 mm im Durchmesser und hatten eine zarte Rinde von Eisenoxyd. Manche Körner waren zerbrochen und zeigten an den scharfen Rändern den Beginn erneuter Abrundung.

An manchen Stellen ist der Sand in dem Nefud zu Sandstein verfestigt, zwischen Jebel Aja und dem Nefud[4]) besteht der Boden auf 10 km Breite aus vorwiegend rothem Sandstein, der dem lockeren Sand der Wüste gleicht, aber mit noch gröberem Sande gemischt ist.

In den Turanischen Wüsten[5]) sind Flugsandablagerungen weit verbreitet. *Karakum* (d. i. schwarzer Sand) nennt man ein Gebiet, in dem Flugsandhügel mit dürrem Lehmboden und salzigen Morästen abwechseln. Im Flugsand gedeihen *Ammodendron* und *Eremosparton*, nebst kleinen Wäldchen von *Tamarix*. Auf dem Lehmboden ist *Haloxylon* am weitesten verbreitet. Die schmutziggelben Sandhügel[6]) bauen sich auf aus den Verwitterungsprodukten der dort anstehenden rothblauen, seltener grünlichbraunen Thone und eisenschüssiger grauer Sandsteine.

Kisilkum (d. h. rother Sand) ist ein Sandmeer von braunrother Farbe und 40 Meilen Durchmesser, dessen Flugsandhügel den Wogen des Oceans gleichen. Auf den Sandhügeln wachsen bis 4 m hohe Büsche.

Im Ferghanathal[7]) sind wieder Bogendünen (Barchan) weitverbreitet. Die einzelnen Sandhügel erheben sich auf der Luvseite unter einem Winkel von 15—20° ganz allmälig, während auf der anderen Seite der Sand unter 60° abfällt. Beiderseits verliert sich die Düne in sanft abfallenden Sandzungen. Durch Stürme kann die Bogendüne leicht wandern. In einer Nacht legte sich ein 8 m hoher und 25 m

1) ZITTEL, Palaeontographica XX, S. 185.
2) BLUNT, Petermanns Mitth., XXVII, S. 215.
EUTING, Verh. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1886, S. 267.
3) PHILLIPS, Quaterly Journal G. Soc. 1882, S. 110.
4) BLUNT, A Pilgrimage to Nedj., II, S. 246.
5) LEHMANN, Petermanns Mitth. 1855, Ref.
6) RADDE, Petermanns Mitth., Bd. XXXIII, S. 238.
7) v. MIDDENDORF, Mém. Acad. St. Petersburg 1881, S. 30.

breiter Sandberg über eine Poststrasse. Der Sand[1] der nordindischen Wüste, der hier weite Strecken überschüttet, besteht aus gerundetem Quarz, Feldspath und Hornblende. Die Sandhügel streichen von NO. nach SW., und die letztere Seite ist die dem Wind entgegenstehende flachere Luvseite.

Der Boden[2] der eigentlichen Gobi besteht aus grobkörnigem, rothem Sand, dem bisweilen verschiedenes Geröll beigemischt ist. Auf durchaus vegetationslose Flächen stösst man nur selten, dagegen erreicht an vielen Stellen die Grasdecke kaum 30 cm Höhe, so dass sie den rothen Boden nur nothdürftig verhüllt.

Die Sandhügel[3] der Gobi wandern von NW. nach SO.

Im Gouvernement Astrachan[4] sind in 35 Jahren 100 □-Meilen von Triebsand bedeckt worden. Die bucharischen Städte Kelifi, Tschardshui Ildshik, Karakul wurden von Sand verschüttet. Manche Salzseen in Astrachan sind so versandet, dass sie nicht mehr ausgebeutet werden können.

Der chinesische Schamo[5] ist eine weite Sandwüste. In jenem Theil des Flugsandgebietes, welches nahe am Santaho Flusse liegt, folgen Sümpfe, mit *Iris* übersäete Grasflächen, ja sogar Teiche mit klarem Wasser hart aufeinander. Im März tummeln sich stets dichte Vogelschwärme auf denselben herum, trotzdem dieselben allnächtlich von einer, mehrere Centimeter dicken Eisdecke überzogen wurden. Die Form und Gruppirung der in der Ebene auftretenden Sandwehen ist unregelmässig. Die Steilwände der Dünen sind nach SO. gerichtet. Die grössten Bogendünen waren 13 m hoch. Der Sand ist verschiedenen Ursprungs; gewöhnlich ist es das kleine und feinere Korn der Steinwüste, welches, von den Sturmwinden weggeblasen, das Material für die Flugsandhügel liefert. In dem auf diese Weise entstandenen Sande finden wir alle jene Gesteine vertreten, die auch im Gerölle der Steinwüste vorkommen; Quarz, Sandstein, Thonschiefer und Kalksteinkörner stehen zueinander in demselben Mengenverhältniss, wie im Kiese der Steinwüste. Die Grösse des Kornes ist verschieden, und im Allgemeinen sind die einzelnen Körner so vollkommen abgerundet, dass man selbst mit der Lupe keine Rauhheiten an ihrer Oberfläche wahrzunehmen vermag. Ausserdem ist noch die grosse Reinheit des Sandes hervorzuheben, da in demselben thonige Substanzen bloss in so geringen Mengen vertreten sind, dass der über ein weisses Papier gestreute Sand auf demselben kaum eine Spur von etwas Staub zurücklässt. Auch an den Flussufern des San-ta-ho und Su-la-ho bilden sich Sanddünen, endlich liefert in Kansu der Sandstein durch Verwitterung eine, weniger verbreitete, Abart des Flugsandes, die mitunter eine Korngrösse von 5 cm überschreitet. Stellenweise sind die Hügel nichts anderes, als zerfallene und vom Winde angenagte Sandsteinhügel.

In Nordamerika sind ebenfalls Sanddünen weitverbreitet, doch spielen sie nur in einigen Gebieten der Mojavewüste eine grössere Rolle in den recenten Alluvionen.

---

1) Blanford, Record. Geol. Surv. of India, X, S. 21.
2) Prschewalsky, Petermanns Mitth., XVIII, S. 11.
3) Forsyth, Proc. Geogr. Soc. London 1877, S. 39.
4) Nach Abramow, s. Ausland 1887, S. 125.
5) Loczy, Reise des Grafen Szechenyi, I, III, S. 506—508, 521.

Der Wüstengürtel der Südhalbkugel ist wegen der Verschmälerung der Kontinente weniger deutlich ausgeprägt, doch sind Dünen aus Südafrika mehrfach beschrieben: Der Sand [1]), welcher bis unmittelbar an die Küste von Angra Pequena in den Thälern zwischen den Gneissbergen, sowie weiter landeinwärts bis | Aus sich findet, in beiden Orten aber mehr eine gröbere Beschaffenheit besitzt, ist nichts anderes, als das Zersetzungsprodukt des Gneisses. Dünne Schaalen springen ab, zerfallen in immer feineren Sand, und alle Mineralien des Gneisses lassen sich darin noch deutlich erkennen. PECHUEL-LOESCHE [2]) beschreibt Dünen aus dem Hererolande, und bespricht ihre Veränderungen.

Der Dünensand [3]) an der S.-W. Küste Afrikas scheint aus der Zerstörung des anstehenden Gesteins zu entstehen, denn mitten in dem weissgelben, fast nur aus Quarzkörnern bestehenden Sande, kommen einzelne Flecken von rothem oder schwarzem Sande vor. Ersterer besteht überwiegend aus Eisenkiesel, letzterer aus Magneteisenkörnchen von Scheibenpulvergrösse. Der schwere Sand nimmt immer die Kämme, der leichtere die Vertiefungen der Rippelmarken ein. Mitten zwischen diese Dünen findet man auch Flecken von Kaliglimmer den Boden bedecken.

In den Australischen Wüsten sind röthliche Sandhügel [4]) vom Ufer des Lake Eyre und anderen Gebieten beschrieben worden.

In der Pampa grande [5]) von Chile finden sich, 600 m über dem Meere, grosse sichelförmige Bogendünen, welche zu Tausenden die Ebene bedecken. Die Spannung der Sicheln beträgt 15—50 m, die Höhe der Sandberge 2—5 m. Auf der äusseren Seite ist der Abfall gering, auf der concaven aber 15—80°.

Ein besonderes Interesse [6]) erwecken die in der Nordwestecke der Provinz Catamaron von Argentinien, und auf den Hochebenen von Antofagasta auftretenden oft mehrere 100 m mächtigen Flugsandablagerungen, welche oft grosse Strecken des über 4000 m hohen Plateaus bedecken. STELZNER und LORENTZ sprechen geradezu von Sandgletschern. Es wechseln auf dem fast vegetationslosen Gebiete grössere Flächen von Kieswüste und von Flugsandablagerungen.

Wir haben gezeigt, dass Sandablagerungen zu den charakteristischen Merkmalen des Wüstengürtels gehören, dass diese Sande von gelblicher, oder rother Farbe sind, dass sie bald flache Ebenen überdecken, bald zu 100 m hohen steilen Dünenzügen aufgeschüttet sind. Die Oberfläche aller dieser Sande zeigt oft charakteristische Spuren und Skulpturen. Am verbreitesten sind die R i p p e l m a r k e n, jene 2—80 cm breiten und 1—10 cm hohen Rippen, die sich verzweigen, und in immer wieder parallelem Verlaufe ungemein häufig beobachtet werden. Bald sind sie scharfkantig, bald von rundlichem Querschnitt, bald bilden sie Systeme langer Kämme, bald scheinen sie aus kurzen rundlichen Vertiefungen herauszuwachsen. Von den Kämmen zweigen sich in

1) SCHENK, Petermanns Mitth., XXX, S. 133.

2) PECHUEL-LOESCHE, Ausland 1886, S. 823.

3) STAPFF, Petermanns Mitth., Bd. XXXIII, S. 206. Verh. d. Ver. für Erdkunde. Berlin 1887, S. 52.

4) CHEWINGS, Beiträge zur Kenntniss der Geologie Süd- und Centralaustraliens. Diss. Heidelberg 1894, S. 10.

5) MEYEN, Reise der Prinzessin Luise, II, S. 43.

6) BRACKEBUSCH, Petermanns Mitth. 1893, Heft 7, S. 155.

kürzeren oder längeren Abständen Gabeläste ab, die sich umbiegen und dem Hauptstamme parallel weiterlaufen. Oftmals sieht man, dass die schweren Sandkörner die Kämme, die leichteren Sande die Furchen bedecken. Immer verlaufen sie senkrecht zur Windrichtung, und mit wechselndem Winde gruppiren sie sich sofort nach der neuen Richtung. Ihre Breite [1]) und Höhe ist gesetzmässig abhängig von der Korngrösse des Sandes, und der Stärke des Windes.

Wenn in der Sandwüste ein vorübergehender Platzregen herniederfällt, dann erzeugen die kleinen Regentropfen ein kleines kugeliges Knötchen im Sande, das wie ein Schrotkorn plastisch hervortritt. Grössere und schwerere Tropfen aber schlagen eine halbkugelige Vertiefung mit oft zackigem Rande in den Sand hinein.

Auch Organismen hinterlassen mancherlei Spuren im Sande. Hier sieht man die Spur einer Gazelle, die in 3 m langen Sätzen den Karawanenpfad gekreuzt hat, dort die Schlangenlinie einer Sandvieper. Füchse, Spingmäuse, Vögel, Eidechsen, Käfer, Spinnen, alles hat seine charakteristische Spur, und wenn man des Morgens beim Erwachen Lederzeug angefressen, Nahrungsmittel gestohlen findet, so verräth die Spur der Hyäne oder des Fennecks, welcher Art die Diebe waren. Noch mannigfaltiger werden die Spuren, wenn man sich dem Meeresstrande nähert. Krabben und Einsiedlerkrebse, Möven und Wandervögel kann man kilometer- und stundenweit vom Meere noch erkennen; mitgeschleppte Schneckenschaalen oder Fischknochen kommen ebenfalls vor.

Versteinerte Wuzeln [2]) von *Tamarix gallica* fand VOGEL in grosser Menge in den Sandhügeln zwischen Mursuk und Mafun.

11. Sehr bemerkenswerth ist es endlich, dass auch marin entstandener Kalkoolith in Menge 4 km vom Strande mitten in die Wüste hineingetrieben wird. Am Rande des Rothen Meeres bildet sich der Oolithsand, wird zu 1 m hohen Dünen an der Küste aufgehäuft, und von hier aus in die Wüste transportirt, der er genetisch überaus fremd ist.

12. Wir haben gezeigt, dass der Wüstensand dadurch entsteht, dass ein Gemisch von Sand, Thon und anderen feinkörnigen Bestantheilen durch den Wind gereinigt wird. Während die Sandkörnre bald schon liegen bleiben, trägt der Wind alles Leichtere in weite Ferne. Diese Staubmassen kommen endlich auch zur Ruhe und werden da abgelagert, wo die Kraft des Windes erlahmt, oder wo der Boden den Staub auffängt. Infolge davon ist Wüstensand und Steppenstaub geographisch und lithogenetisch aufs Engste verknüpft. Am Rande [3]) der Wüsten ist die Luft oft selbst bei vollkommener Windstille gelb und undurchsichtig, sobald aber sich der Wüstenwind erhebt, dann überzieht sich die ganze Landschaft mit einem undurchdringlichen Schleier. In Khotan sah JOHNSON bei Windstille die ganze Luft so dick mit Staub erfüllt, dass er gegen Mittag Licht anzünden musste, um grossen Druck zu lesen. Der niederfallende Staub war ausserordentlich

1) HUNT, Proc. R. Soc. London 1882, S. 1.
DARWIN, das. 1883, S. 18.
2) PETERMANNS Mitth. 1856, S. 169.
3) v. RICHTHOFEN, China, I, S. 97.

feinkörnig, von heller Farbe und gleich zu Pulver geriebenem Thon. In Yarkand [1]) ist die Luft niemals klar, sondern immer voll Staub.

Während bei der Ablagerung dieses Staubes ein Theil auf bewachsenen Boden fällt, von der Vegetation zurückgehalten wird, und die Oberfläche erhöht, lagert sich ein anderer an Stellen ab, wo ihn der nächste Regen abspült, und entweder auch wieder auf die Steppe vertheilt, oder durch die Bäche den abflusslosen Salzseen **zuführt**; ein dritter Theil setzt sich auf der Wüste oder auf Felsen ab, von wo ihn der nächste Wind wieder wegnimmt. Daher wird das endgiltige Ablagerungsgebiet des Staubes stets der Salzsee oder die bewachsene Steppe sein. In dieser räumlichen Gebundenheit liegt die grosse geologische Rolle des atmosphärischen Staubes der Steppenländer, da sie es ihm gestatten, sich zu einem mächtigen selbständigen geologischen Gebilde anzuhäufen.

Voraussetzung dafür ist freilich eine ausgedehnte abflusslose Ländermasse. Denn wenn grosse Flüsse das Gebiet durchströmen, oder wenn es durch grosse Küstengliederung überall dem Meere nahe ist, dann muss der Staub nach und nach dem Meere zugeführt werden.

Dass in manchen Gegenden [2]) Chinas das Anwachsen des Staubes zu **Löss** auch heute noch vor sich geht, wird auf das Unzweifelhafteste durch das gänzliche Fehlen des Humus bewiesen.

Während der Staub am Boden der Salzseen in deutlichen Schichten abgelagert wird, bildet sich auf dem bewachsenen Steppenboden der Löss als ungeschichtete Ablagerung.

Der Löss von China ist von braungelber Farbe; er ist so feinerdig, dass man ihn fast ganz in die Poren der Haut einreiben kann, es bleiben dann nur noch einige feine Sandkörnchen zurück. An jedem, auch dem kleinsten Stückchen Löss lässt sich eine bestimmte Textur erkennen, die darin besteht, dass die Erde von kleinen und gröberen Röhrchen durchzogen ist, welche sich nach der Art der Pflanzenwurzeln verzweigen und meist mit einer dünnen Rinde von kohlensaurem Kalk bekleidet sind.

Die meisten dieser Kanäle sind nahezu senkrecht und verzweigen sich nach unten in sehr spitzen Winkeln.

Der Löss tritt meist in einzelnen Becken auf, von derem Rande Schutt und Geröll in auskeilenden Schichten nach dem Mittelpunkt des Lössbeckens eindringen.

In seiner vertikalen Verbreitung ist der Löss unabhängig von der Meereshöhe. Ueber klippigen Felsen schafft der Löss sanfte Muldenthäler mit leicht geschwungener Oberfläche. Das Auge schweift über eine ganz allmälige Abdachung, von höchstens 2 % Neigung. Die Ketten der Gebirge ragen, Inseln gleich, aus dem Steppengebiet empor. Mit den Lössflächen wechseln Kieswüsten, Flugsandhügel, ja sogar sumpfige Quellen und Natronböden in den Niederungen des San-ta-ho ab.

Durch Diagenese entstehen im Löss die sonderbar gestalteten Kalkconcretionen, die als **Lössmännchen** wohlbekannt sind. Dieselben haben meist eine knollige, verästelte Form und sind 0,5—30 cm gross.

1) Stolitzka, Verh. Geol. R.-Anstalt. Wien 1874, S. 120.
2) Loczy, Reise des Grafen Szechenyi, S. 421.

Zuweilen sind diese Knauern in ungeheurer Masse zusammengedrängt, selten fehlen sie ganz.

Landschnecken und Säugethierknochen sind diffus im Löss vertheilt, während die Lössmännchen in nahezu horizontalen Schichten angeordnet sind nnd dadnrch den nngeschichteten Löss in einzelne Bänke durch angedeutete Schichtung gliedern. Der Abstand dieser Knauerzonen beträgt 1—150 m.

Ein interessantes Beispiel für den Facieswechsel in der Wüste bildet die Depression bei Yuma, welche 1891 vom Colorado erfüllt wurde. Bei Salton [1]) wurde ein riesiges Salzlager technisch ausgebeutet, das durch Verdunsten salzhaltiger Gewässer in der Depression entstanden war. 1891 zweigte sich vom Colorado ein Seitenarm ab, und ergoss sich mit grosser Gewalt in die salzbedeckte Niederung. Der Boden des Gebietes war eben wie eine Diele, mit einer Salzkruste bedeckt und an einzelnen Stellen mit hohen Sanddünen überschüttet. Der Colorado durchschnitt die Dünen, grub sich ein tiefes Bett in den weichen Boden und erodirte denselben so heftig, dass ein Wasserfall innerhalb einer Nacht fast um 1 km rückwärts verlagert wurde. Von 120 m hohen Dünen stürzten 300 m lange Stücke ab, und wurden von den Fluthen fortgerissen.

Die dadurch gebildete Wasserfläche verdunstete allmälig, als 1893 infolge starker Schneefälle der Colorado wieder anschwoll und abermals die Depression überfluthete. Es bildete sich ein 60 km langer Stromarm und eine Lagune von 260 □km Fläche, deren Wassermasse sich voraussichtlich mit dem Saltonsee wieder vereinigen wird.

13. Während die den Wüsten nahe gelegenen Steppen durch gelben, humusfreien Löss ausgezeichnet sind, kann unter einem Klima, dass die Entwickelung reichlicher Vegetation erlaubt der Löss und der sandige Lehm so viel Humus enthalten, dass er eine graue oder schwarze Farbe annimmt. Solche Verhältnisse treffen wir in Südrussland an, wo eine, Tschernosjom oder Schwarzerde genannte, Bodenart weit verbreitet ist.

Ueber die Bildung dieser schwarzen Erde existirt eine grosse Literatur und mehrere Hypothesen sind zu ihrer Erklärung aufgestellt worden, von denen diejenige wohl am meisten Anhänger zählt, welche in ihr eine äolische Bildung sieht.

14. Auf der südlichen Halbkugel begegnen wir in den Pampas von Südamerika ganz ähnlichen Ablagerungen. Das Gebiet der Pampas [2]) ist eine durchaus gleichförmige Ebene, ohne alle erhebliche Unebenheiten. Das Gras besteht aus ziemlich gleichmässig vertheilten Büscheln, zwischen denen der Boden kahl und unbewachsen bleibt.

Ganz öde kahle Strecken kommen nur da vor, wo der Boden so stark mit Salz getränkt ist, dass es ihn als weisse Kruste überzieht. Einzelne Seen sind, mit grünem Schilf bekleidet, über die ganze Pampas zerstreut.

Die obere Decke der Pampas [3]) ist eine 1—3 m tiefe, mehr oder weniger dunkle, mergelige und feinsandig lehmige Schicht mit Orga-

1) Redway, Proc. Geol. Soc. London 1892, S. 309.
Patton, Ref. Globus 1891, 1893, S. 167.
2) Burmeister, Zeitschr. f. Allg. Erdkunde. Berlin 1857, S. 75.
3) Niederlein, Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1883, S. 305.

nismenresten. Oben bis 0,5 m Tiefe bildet sie meist einen reichen schwarzen Humusboden (dem Tschernosjom oder dem Magdeburger Rübenboden entsprechend) darunter findet sich ein humos-sandiger Lehm. Weiter unten folgt ein zäher, an der Luft erhärtender diluvialer Thonmergel mit eingelagerten gigantischen Säugethierknochen. Darunter liegt auf krystallinischen Gesteinen ein rother plastischer Thon.

Die Diagenese von Wüstenablagerungen vollzieht sich, wie solches OCHSENIUS [1]) betont, vielfach unter dem Einfluss des Wüstensalzes.

Ein interessantes Beispiel natürlicher Cementbildung beschreibt SICKENBERGER [2]) vom Mokkatam. Hier sind Quarzsande durch Kalkcarbonat zu sinterartigen Krusten, Kugeln und traubenförmigen Gebilden verkittet und nach SICKENBERGER scheint der Kalkstaub durch die intensive Sonnenwärme etwas Kohlensäure zu verlieren, auf die amorphe Kieselsäure zu wirken und zu kieselsauren Kalk verwandelt zu werden. Chlornatrium und Magnesia scheint bei dieser Umsetzung eine bestimmende Rolle zu spielen.

Der wesentliche lithogenetische Faktor des Wüstengürtels ist die Deflation. Sie bestimmt die Charaktere der Denudationsflächen und die Art der Ablagerungen von mechanischem Ursprung.

Die Erosion kommt erst in zweiter Linie und wirkt mehr regional als linear. Die Ablagerungen bestehen aus scharfkantigem Schutt, Geröllen, die bald durch Wasser, bald durch den Sand gerundet sind, oder auch durch Insolation mit frischen Bruchflächen versehen wurden. Ausgedehnte Regionen werden mit Sanddünen und Lösslagern bedeckt, jene halten sich mehr an die Mitte, diese an den Rand der Wüstenzone. Da die Wüste abflusslos ist und fast alles Wasser darin verdampft, so scheiden sich selbst aus schwachen Lösungen im Laufe der Zeit ausgedehnte chemische Sedimente ab.

Den Auflagerungsflächen entsprechend, finden wir regelmässige, unregelmässige und diagonale Schichtung, der Löss ist oft ungeschichtet.

Die Sedimente zeichnen sich durch reine, helle Töne aus, gelb, roth, braungelb, weiss sind die herrschenden Farben.

Organische Ablagerungen sind überaus selten, und selbst in den mechanischen und chemischen Sedimenten fehlen meist organische Reste.

---

1) OCHSENIUS, Jahresber. d. Ver. für Naturkunde zu Kassel 1890.
2) SICKENBERGER, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889, S. 312.

19. Das Tropenland.

Während die bisher geschilderten Klimazonen und Faciesbezirke in doppelten Gürteln sowohl auf der nördlichen wie auf der südlichen Halbkugel auftreten, ist das Tropenland eine einheitliche breite Zone, die sich um den Aequator schlingt, und nach Norden und Süden durch die Wendekreise begrenzt wird. Freilich ist diese Grenze keineswegs so scharf oder so geradlienig wie ein Breitengrad, sondern je nach dem topographischen Relief der Landschaft und nach der Vertheilung der Festländer verändert sie ihre Lage, so dass sie eine vielgebogene Linie darstellt.

Das Tropenklima[1]) hat in Bezug auf alle wichtigen meteorologischen Erscheinungen einen sehr einheitlichen Charakter. Dies wird umso bemerkenswerther, wenn man erwägt, dass sie 40 % der ganzen Erdoberfläche umfasst. Die Mehrzahl der klimatischen Vorgänge kehren in periodischem Wechsel regelmässig wieder und die unperiodischen Erscheinungen treten zurück. Die Unbeständigkeit der Witterung ist hier unbekannt.

Da die Sonne Mittags nahe dem Zenith steht, ist die Temperatur eine sehr hohe, und der bei Tage bis zu 84,6° C. erwärmte Erdboden kühlt sich bei Nacht zwar wieder sehr ab, aber die hierbei ausgestrahlte Wärme kommt der Lufttemperatur zu Gute, so dass die tägliche Wärmeschwankung derselben meist nur 5—10° beträgt, und selbst die Unterschiede zwischen der höchsten und tiefsten Lufttemperatur des Jahres nur 10—16° betragen. Während die gleichmässige Lufttemperatur allen stenothermen Pflanzen und Thieren günstig ist, und jene reiche Entfaltung des tropischen Geobios bedingt, veranlassen die beträchtlichen Unterschiede der Bodentemperatur eine sehr intensive physikalische Verwitterung.

Die Intensität des Sonnenlichtes übertrifft die Belichtung aussertropischer Gegenden um ein Bedeutendes und begünstigt die Assimilation in solchem Maasse, dass auch hierdurch das Tropenland zu dem vegetationsreichsten Gebiete der Erde wird.

Sobald der heftige Tropenregen aufhört, beginnt die Verdunstung des gefallenen Wassers. Darwin beobachtete in Rio de Janeiro, dass in der ganzen Ausdehnung der Wälder nach dem Regen alle Berge in einer Höhe von 30 m in dichten weissen Dampf gehüllt waren, welcher wie Rauchsäulen aus den dichtest bewaldeten Theilen und besonders

1) Hann, Handbuch der Klimatologie.

aus den Thälern aufstieg. Wahrscheinlich ist dies eine Folge der grossen Fläche von Laub, welche vorher von den Strahlen der Sonne erhitzt war. Die Luftfeuchtigkeit steigt in den Tropen bis auf 4 Volumprocente; kein Wunder, dass daher die Niederschläge sehr heftig und bedeutend sind.

Fast überall im Tropenland kann man eine, oder zwei besondere Regenzeiten unterscheiden, während in dem übrigen Theil des Jahres eine durch Dürre charakterisirte Trockenheit herrscht. Dieser konstante Wechsel von reichlichen Niederschlägen und fast regenlosem Klima bedingt gewisse diagenetische Erscheinungen, die wir noch zu schildern haben. Die absolute und relative Regenmenge ist eine sehr hohe. Die jährlichen Niederschläge[1]) sind 3570 mm in Paranaciaba, 3190 mm in Sierra Leone, 4670 mm auf Java, und 6570 mm in Mahrableschwar (Indien).

Sehr charakteristisch für die tropische Regenzeit ist die Bildung von Gewittern. Im Anfang[2]) und in der Mitte der Regenzeit findet in Kuka kein Schauer ohne Gewitter statt, und manchmal ist der ganze Himmel Tage lang Feuer und Flamme. In Centralafrika[3]) beobachtet man in der vollen Regenzeit fast ohne Unterbrechung ein entferntes dumpfes Rollen des Donners, und Nachts war der Himmel ringsum von unausgesetztem Aufleuchten erhellt. Die Gewitter setzten täglich mit grosser Genauigkeit und Stärke gegen 4 Uhr Nachmittags ein.

Unter 75 Tagen beobachtete HARTMANN[4]) in Sennar 50 Gewittertage.

An der Küste von Loango[5]) kann man geradezu eine gewitterreiche Regenzeit und eine gewitterfreie Trockenzeit unterscheiden; denn die, während der letzten Periode vorkommenden Platzregen sind nicht von Gewittern begleitet. Bei Gewittern folgen bis zu 297 Blitze in 5 Minuten, daher darf es uns nicht Wunder nehmen, wenn die Luft sogar einen bemerkenswerthen Geruch nach Ozon und salpetriger Säure erkennen lässt.

Wahrscheinlich hängt die Bildung rother Verwitterungsprodukte damit zusammen.

In Caracas[6]) wurden 1883—85 über 100 Proben von Regenwasser auf ihren Gehalt an Salpetersäure untersucht. Es ergab sich, dass im Durchschnitt 2 mgr Salpetersäure in einem Liter Wasser, einmal sogar 16,25 mgr beobachtet wurden.

Trockene Stürme kommen in den Tropen in der Trockenzeit vor; in dem vermittelnden Gebiet zwischen dem Wüstengürtel und dem Tropenland spielen sie als Transportkraft eine bemerkenswerthe Rolle.

Die Verwitterung im Tropenland ist eine ungemein starke. Die grossen Temperaturdifferenzen, die bedeutenden Niederschläge und die reiche Vegetation arbeiten zusammen um auf physikalischem, chemischem und organischem Wege die Gesteine zu zersetzen. Die meist

1) WOEIKOFF, Klimate der Erde, I, S. 384.
2) ROHLFS, Petermanns Erg.-Heft 25, S. 56.
3) WISSMANN, Unter deutscher Flagge quer durch Afrika 1889, S. 67.
4) HARTMANN, Zeitschr. d. Allg. Erdkunde. Berlin 1863, I, S. 7.
5) PECHUEL-LOESCHE, Loangoexpedition, III, 1., S. 53, 84, 91.
6) MUNTZ & MARCANO, Meteorolog. Zeitschrift 1889, S. 435.

sehr dichte Vegetationsdecke schützt die Verwitterungsprodukte vor den Transportkräften und erzeugt dadurch das, als cumulative Verwitterung bekannte, Phänomen. Während in den bisher beschriebenen Faciesbezirken als Verwitterungsprodukt eisenhaltiger Gesteine ein gelb oder braun gefärbter Lehm entsteht, bildet sich in den Tropen eine roth gefärbte Masse, die man wegen ihrer ziegelrothen Farbe und weil sie gelegentlich auch zur Backsteinfabrikation benutzt wird, als Laterit bezeichnet hat. Der Name wurde im Jahre 1807 von BUCHANAN [1]) für Vorkommnisse in Südindien gegeben, und wir müssen daran festhalten, dass die dortigen Laterite als die Originalgesteine zu betrachten sind, und dass ihre Eigenschaften massgebend sind für die Charakteristik und Diagnose dessen, was man als Laterit bezeichnen darf. Weder die Eisenconcretionen, noch das zellige Gefüge, weder die Lagerung noch das Alter ist wesentlich für die Bestimmung eines Laterits, sondern Laterit ist ein durch Eisenoxyd roth gefärbtes Verwitterungsprodukt.

Wie bei allen Verwitterungsprodukten kann man, solange dieselben noch über und neben ihrem Muttergestein liegen, solange sie auf erster Lagerstätte sind, auch genau feststellen, aus welchem Gestein sie durch Verwitterung entstanden waren. In solchen Fällen kann man das Wort Laterit als Ergänzung des petrographischen Namens brauchen und von einem Granitlaterit, Gneisslaterit, Basaltlaterit, Sandsteinlaterit sprechen, oder diese hängenden Verwitterungsgesteine als lateritisirten Granit etc. bezeichnen.

Schwieriger wird es aber, wenn das Verwitterungsprodukt von seinem Muttergestein durch Denudation entfernt und an einem anderen Ort abgelagert worden ist. In solchen Fällen wird es oft unmöglich das Muttergestein mit Sicherheit zu bestimmen, und dann empfiehlt es sich, wie es die ostindischen Geologen [2]) schon lange thun, das Wort Laterit für alle rothgefärbten Alluvionen anzuwenden, mögen sie in einem Flussthal, auf einer Steppe, oder im Litoralgebiet abgelagert worden sein.

Mit FOOTE [3]) unterscheiden wir also 1) Plateaulaterit, das ursprüngliche Verwitterungsprodukt auf erster Lagerstätte und davon abgeleitet, 2) Terrassenlaterit, 3) Thallaterit, 4) Seelaterit und fügen dazu noch 5) den Dünenlaterit (Teraisand) an den Küsten und den Meereslaterit, in den Deltas tropischer Flüsse und im Gebiet des Continentalschlammes, auch Rothschlamm (red mud) genannt, den wir im Abschnitt „Flachsee" schildern werden.

1) der Laterit auf erster Lagerstätte, Plateaulaterit nach FOOTE, findet sich im ganzen Tropenland, und bisweilen auch ausserhalb der Wendekreise. So hat ihn PECHUEL-LOESCHE vom Capland beschrieben, St. Hunt von Nordamerika [4]), und in der Nähe von Baltimore sah ich Aufschlüsse an der Eisenbahn, die allem Anschein nach

1) FRANCIS BUCHANAN, Journey from Madras through Mysore, Canara and Malabar 1807, II, S. 440. (later der Ziegelstein.)
BUCHANAN HAMILTON, Mem. Geol. Survey of India, I, S. 285.
FOOTE, Mem. Geol. Survey of India, XII, S. 201, 1876.
2) BLANFORD & MEDLICOTT, Geology of India 1879.
3) Mem. Geol. Survey of India, XXIV, 1890, 3. Geology of S. Malabar, S. 3.
4) St. HUNT, Americ. Journal 1874, S. 60.

lateritische Verwitterung zeigten. Laterit[1]) findet sich an der Küste von Pt. de Galle wie 2000 m hoch bei Dardschiling im Himalaja, und auf dem 2500 m hohen Petrotallagalla auf Ceylon. Der Eisengehalt des verwitternden Gesteins ist die Quelle für den Eisenreichthum des Verwitterungsproduktes. Deshalb ist der Laterit im Allgemeinen um so röther, je dunkler das Muttergestein war. Wenn eisenreiche und eisenarme Gesteine mit einander wechsellagern, so zeigt auch das verwitterte Lateritprodukt dunkelrothe und hellrothe, sogar auch gelbe Schichten in entsprechender Wechsellagerung. Der Glimmerschiefer am Nordabhang von Dardschiling gegen das Thal des Rundscheet hinab, der fast aus reinem Glimmer besteht, verwittert zu einem graugelben Pulver, während 600 m höher im Churchhill Park ein, aus dunkleren und helleren Gneissbänken bestehendes Gestein zu einem, aus abwechselnd roth, grüngelb und braungefärbten Schichten bestehenden Laterit zersetzt wird. Wie wir noch zu zeigen haben, sprechen manche Beobachtungen dafür, dass das Eisen in den Lateriten vielfach wandert, sich an der Oberfläche oder in Concretionen anreichert und dadurch die ursprünglichen Zustände verhüllt.

Für die Beurtheilung lateritischer Verwitterungsvorgänge genügt es nicht nur, die verschiedenen Verwitterungsstadien zwischen dem gesunden Gestein in der Tiefe und der am meisten umgewandelten Oberflächenschicht zu vergleichen, sondern Voraussetzung ist, dass die ganze zersetzte Gesteinsmasse von unten bis oben einst dieselbe petrographische Beschaffenheit gehabt habe. Ein gutes Beispiel dieser Art bietet der Dekhantrapp (Basalt) wie er in der Umgebung von Bombay vielfach aufgeschlossen ist. Das blauschwarze, muschelig brechende, Gestein wird von feinen Spalten durchsetzt, längs deren die Anfänge der Lateritisirung leicht zu erkennen sind. Zuerst bildet sich ein schwach bräunlich gefärbter Saum, der sich durch seine hellere Farbe deutlich von dem dunklen Trapp abhebt, ohne dass er eine wesentlich geringere Härte besässe. Die Verwitterungszone wird immer entschiedener dunkelbraun, und damit vermindert sich die Härte, allmälig erhält sie eine braunrothe Farbe, wird weich und zerreiblich und von erdiger Beschaffenheit. Dass diese Art der Verwitterung eine specifische Festlandserscheinung ist, kann man leicht beobachten, wenn man die am nahen Strande anstehenden Trappfelsen vergleicht und dort zwar stark zersetzte, aber keineswegs braunroth verwitterte Felsen bemerkt. Der gelbbraune, nach oben braunroth werdende Trapplaterit erreicht an manchen Aufschlüssen bei Worli eine Tiefe von 10 m und wird überlagert von dem Endprodukt der Lateritisirung, einer etwa 1 m mächtigen breccienartigen Eisenschicht. Dieselbe scheint aus 1—2 cm grossen eckigen dunkelbraunen Eisenstückchen zu bestehen, die durch grosse Hitze aneinander geschmolzen sind — aber in Wirklichkeit ist es ein eisenreiches zelliges härteres Gerüst, aus dessen Zwischenräumen die weicheren Thon- und Sandmassen herausgewaschen wurden.

Bemerkenswerth ist es, dass die Tuffe, welche mit den Trappdecken bei Bombay wechsellagern, nicht in Laterit verwandelt, sondern

1) J. Walther, Verh. d. Ges. für Erdkunde. Berlin 1889, No. 7, S. 2.

in eine olivgrüne oder gelbbraune Masse zersetzt wurden, auf deren Klüften dunkelbraune Eisenmangananflüge zu erkennen sind.

Wenden wir uns jetzt den Gneiss- und Granitgebieten Südindiens und Ceylons zu, so finden wir hier Laterit als Verwitterungsdecke weit verbreitet. v. RICHTHOFEN [1]) führt die hohe Fruchtbarkeit Ceylons auf den Lateritboden zurück und beschreibt die dortigen Vorkommnisse genau. An günstigen Aufschlüssen [2]) kann man 15 m tief die Gneisslaterite beobachten und an frischen Eisenbahndurchschnitten (z. B. bei Mt. Lavinia) die übereinanderfolgenden Zersetzungsstadien deutlich verfolgen. Freilich lässt sich bei der vorherrschend horizontalen Lagerung der Gneissschichten nicht mit aller Entschiedenheit behaupten, dass die übereinander liegenden Zonen ursprünglich alle dieselbe Beschaffenheit hatten, doch ist solches sehr wahrscheinlich. Bei Mt. Lavinia finden wir folgendes Profil:

Oberfläche: Zelliger eisenreicher Laterit von carminrother und brauner Farbe. Zwischen einem Netzwerk von hartem eisenschüssigen Material liegt weicher zerreiblicher Ocker, der von dem Regen leicht herausgewaschen wird,

1 m dunkelrother homogener Laterit, mit braunen Eisenrinden auf den Spaltflächen, ziemlich fest,

1 m
1 m
1 m } ganz mürbes eisenreiches Gestein, die Aussenzone der Brocken ist röthlich, der Kern ockergelb,

1 m röthliches consistenteres Gestein, mit gelblichem Bruch,

1 m gelbes Gestein mit weissem Bruch,

1 m gelbliches Gestein, in dem die Quarze zu zerbröckeln beginnen,

1 m wenig verwitterter Gneiss. Auf den Bruchflächen bemerkt man kaolinisirte Feldspäthe. Die Kluftflächen sind mit braunen dünnen Eisenrinden überzogen.

Es ist leicht verständlich, dass diese verschiedenen Lateritvarietäten als fortlaufende Entwicklungsphasen eines Verwitterungsvorganges betrachtet, zu einer etwas weiten Fassung der Diagnose eines Lateritgesteins führen müssen, denn es ist nicht zu entscheiden, ob die eine Abart typischer ist, als die andere. Demgemäss bestimmen auch die indischen Geologen [3]) Laterit: als ein poröses thoniges Gestein von hohem Eisengehalt, welches

15—35 % metallisches Eisen und

21—50 % Eisenoxyd enthalten kann.

Die Farbe des Laterits ist meist roth, braun und gelb gefleckt und oft besteht ein erheblicher Theil aus weissem Thon. Die dunkleren eisenreichen Partien sind härter, die helleren weicher, und werden leicht ausgewaschen, so dass die oberste Schicht ein zelliges Gefüge erhält. Das Eisen tritt in rothen oder braunen Adern, Nestern, Concretionen, ja sogar Oolithkörnern auf, und nach MALLET [4]) kann der Mangan-

1) v. RICHTHOFEN, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1860, S. 526.
2) J. WALTHER, das. 1889, S. 359.
3) BLANFORD & MEDLICOTT, Geol. of India, I, S. 348.
4) MALLET, Rec. Geol. Survey of India, XXII, 1., S. 4.

gehalt ziemlich bedeutend sein. Das Eisen reichert sich lokal an und dafür werden andere Stellen eisenärmer. In manchen Lateriten findet man unregelmässig gewundene, bis 3 cm breite Röhren, meist vertikal, seltener horizontal gerichtet. An der Atmosphäre erhärtet der in der Tiefe weiche Laterit und bedeckt sich mit einer Rinde von braunem Limonit. Bald ist diese Kruste so dicht, das alles darauf fallende Wasser sofort einsinkt [1]), bald hält ein hoher Thongehalt das Wasser zurück und lässt sich rothe schlammige Pfützen bilden. Zwischen Kaltura und Pt. de Galle sieht man häufig Aufschlüsse wo innerhalb der zersetzten Lateritmasse noch einzelne unverwitterte Gneisskerne von 1—2 m Durchmesser liegen. Ihre Schichtung stimmt vollkommen überein mit der Richtung sandiger Streifen, welche den Laterit durchziehen und deren Entstehung aus qnarzreichen Zonen deutlich zu verfolgen ist. Jene Blöcke sind demnach nicht Gerölle, welche dem Laterit eingefügt wurden, denn solche fehlen allen primären Zersetzungslateriten. Aus [2]) Gneiss entsteht Laterit auch in Travancore, Malabar, Nilgiris, Shevaroys, Kurnool, Cuddapah und Dekhan.

Der [3]) Syenitgranit nnd Amphibolit der Nilgiri verwandelt sich in eine trockene zerreibliche Substanz, dann in eine weiche Erde. Die Hornblende wird zu rothem Ocker, der Feldspath zu Kaolin, die Granaten zu rother Erde. Der Quarz wird zerreiblich, die so gebildeten Massen haben oft über 15 m Mächtigkeit. Die Zersetzung schreitet auch ohne Luftzutritt unter diesen Schichten noch fort. Quarzgänge setzen unverändert in die zersetzte Masse hinein fort, Feldspathgänge aber werden zu blendend weissem Kaolin.

In Benguet [4]) und anderen Orten auf Luzon wird die oberste Lage des Bodens von einer sehr verschieden mächtigen Schicht brandrother thoniger Erde gebildet, die obgleich an vielen Stellen und so namentlich in Mancayan ihre Entstehung durch Verwitterung eines stark eisenhaltigen Granits äusserst deutlich erkennbar ist, doch sicherlich an manchen Stellen Meeressediment und wahrscheinlich neuen Ursprungs ist. Dies wird durch die Ueberlagerung auf einem dichten Korallenkalk und das Vorkommen von Meerespetrefakten im Thal von Benguet bewiesen. Diesem rothen Thon ist oft eine Menge, bald feinerem, bald gröberen Sandes beigemengt und er geht dann gern über in einen ziemlich festen versteinerungsleeren Sandstein.

Der Granit bildet auf Bangka [5]) einen quarzhaltenden plastischen röthlichen Thon und enthält keine Eisenconcretionen; der Thonschiefer bildet einen reinen plastischen Thon und oberflächliche Lagen von Eisenconcretionen und zelligen Lateritblöcken. Der Sandstein zerfällt zu Sand; zum Theil aber, besonders in Wechsellagerung mit Thonschiefern wird er von eisenhaltenden Wässern inbibirt, dadurch etwas eisenschüssig und bildet dann auch an seiner Oberfläche Eisenconcretionen (quarzitische Sandsteinlaterite). Reine Quarzite oder Felsitschiefer hingegen verändern sich blos mechanisch, in Stücke zerfallend. Während auf Langka, Billiton, Singapore nnd Riouwe-Lingga Laterit vorkommt, fehlt er auf den übrigen Inseln des malayischen Archipels.

1) Pechuel-Loesche, Ausland 1884, S. 426.
2) King, Rec. Geol. Survey of India, XV, S. 96.
3) Benza, Ref. Neues Jahrb. für Min. 1838, S. 713.
4) Semper, Z. für Allg. Erdkunde. Berlin 1862, S. 84.
5) Th. Posewitz, Petermanns Mitth., XXXIII, S. 23.

Das[1]) letzte Stadium der Zersetzung der Granitfelsen bei Rio ist eine rothe Erde. Dieselbe hat die Eigenthümlichkeit Abhänge von 70—80° zu bilden, ohne zu rutschen. An Wegdurchschnitten ist schaalige Absonderung des Gesteins zu beobachten, Stücke von mehreren Fussen haben einen unzersetzten Kern.

Nach[2]) Bohrversuchen in Arroio dos Ratos (Brasilien) ist der Schiefer bis zu 120 m zersetzt.

In[3]) der Kolonie Dona Francisca sehen aus der Ebene Hügel heraus, bestehend aus einem halbverwitterten, leicht in scharfkantige kleine Blöcke brechenden Gestein von schwärzlichbrauner oder grauer Farbe mit gelblichen oder lederfarbenen Verwitterungen. Bei anderen sieht man noch deutlich bis auf eine Tiefe von 10 m, dass sie das Produkt der Verwitterung einer groben krystallinischen Felsmasse sind. Mehrfach erscheint auch wohl noch ein Stück des ursprünglichen Felsens in wenig verwittertem Zustande, aber nach seinen Begrenzungen ohne bestimmte Umrisse, und so lose zusammenhängend, dass es unter dem Druck der Finger zerbröckelt.

Rothe[4]) Steinflächen sind dem ganzen Gebiet des Gazellenstromes im Süden der weiten, von den Dinka bewohnten Alluvialniederung am untersten Laufe seiner zahlreichen Tributäre eigen und erscheinen häufig auf stundenweite Strecken, eben wie eine Tischplatte, kaum Risse darbietend und hin und wieder in muldenförmigen Senkungen und ausgewitterten Löchern kleine Regentümpel enthaltend, welche stets mit einer höchst interessanten periodischen Wasservegetation bedacht zu sein pflegen.

Die weite Verbreitung des Laterits in Afrika, wurde durch Buchner, v. Dankelmann, Guessfeld, Lenz, Monteiro, Pechuel-Loesche, Stanley, Wissmann und andere Reisende festgestellt.

Dass ein so weitverbreitetes Gebilde, wie der Laterit, nicht beständig an seinem Bildungsorte bleibt, sondern durch Erosion und Deflation leicht denudirt und an anderen Lagerstätten abgelagert wird, bedarf keiner Begründung. Hierin aber liegen die Schwierigkeiten für die Erklärung so mancher mächtiger Lateritlager, deren Ursprung noch räthselhaft ist.

2. Der sogenante „Hochebenenlaterit" Indiens[5]) findet sich dort in isolirten, bis 40 km breiten und 50 km langen Decken von 15—60 m Mächtigkeit in 600—1500 m Meereshöhe. Er überlagert in Bundelkhund Basalt oder Sandstein, und kann nicht überall ein in sich zersetztes Gestein sein.

Bei Umballa[6]) in Nordindien fand man thonigen Laterit noch in 130 m Tiefe, in den Rajmehal Bergen[7]) ist der Laterit bis 60 m mächtig und liegt noch in 200 m Meereshöhe.

Während der Hochebenenlaterit in manchen Fällen eine durch cumulative Verwitterung entstandene Decke sein mag, ist der in Indien weit verbreitete „Tiefebenenlaterit" stets ein umgelagertes, durch Transport auf secundäre Lagerstätte verfrachtetes Gebilde. Er bildet meist

1) Heusser, Z. d. deutsch. geol. Ges. 1858, S. 416. 2) Derby, Americ. Journal 1884, I, S. 138. 3) Kreplin, Z. für Erdkunde. Berlin 1872, S. 237. 4) Schweinfurth, das. 1872, S. 395. 5) Blanford & Medlicott, Geol. of India, S. 354, 359. 6) Login, Q. J. Geol. Soc. 1872, S. 199. 7) Ball, Mém. Geol. of India, XIII, II, 68.

Terrassen am Fusse krystallinischer Gebirge, erhält viele Rollstücke und erreicht eine Mächtigkeit von 1—12 m. Bald ist er sandig, bald bildet er durch Vorwiegen von Geröllen ein rothes Conglomerat. Bei[1]) Bancoorah sind dem Lateritconglomerat sandige, thonige Lager von mehreren Fuss Dicke eingelagert. In dem Maasse als man sich dem Gneissgebiet nähert, nimmt die Zahl und Grösse der Quarz- und Feldspathgerölle zu. Für die recente Bildung dieser Conglomerate spricht es, dass man darin Steinwerkzeuge in Südindien gefunden hat.

Das[2]) Plateau von Boala an der Bai von Loango besteht hauptsächlich aus einer milden, lebhaft rothen Thonerde, in welcher abgerollte Stücke von Quarz und Quarzsandstein, sowie Brauneisenstein in bis centnerschweren Blöcken eingebettet liegen. Diese Ablagerung erreicht an der Küste eine Mächtigkeit von 60 m.

Die in allen Lateritgebieten vorkommenden Brauneisensteine sind trotz ihrer oft runden und glatten Oberfläche keine Rollblöcke, sondern durch Diagenese entstandene Concretionen. Wir haben schon mehrfach betont, dass der Eisengehalt der Laterite so grossen Schwankungen unterworfen ist und eine so sonderbare Vertheilung erkennen lässt, dass man eine Wanderung der Eisensalze im Laterit annehmen muss. An einer Bohrung bei Daltola beobachtete BLANFORD[3])

Tiefe in m:		Eisengehalt in %:
circa 1 m		24,5 %
„ 2,5 m		18,7 „
„ 4 m		15,3 „
„ 5 m		16,1 „
„ 6,5 m		10 „
„ 8 m		8,3 „
	Grundwasserstand	
„ 9 m		4,8 %
„ 10 m		4 „
„ 12 m		5,3 „
„ 13 m		3,8 „
„ 16 m		4,4 „
„ 18 m		7,1 „
„ 20 m		5,6 „
„ 22 m		5,6 „

Manchmal steigt der Eisengehalt des Laterits so, dass er fast nur aus Eisenconcretionen besteht. So bei Midnapore, wo die ganze Masse aus 1—3 cm grossen Knollen zusammengesetzt ist. Diese Knollen bestehen aus concentrischen eisenschüssigen Sandschichten mit einem schwarzen Eisenkern.

Nördlich von Timbuktu unter 16° 30′ N. Br. fand LENZ das erste Lateritgestein bis Basikummu. Es ist hier ein stark eisenschüssiger sandiger Lehm, in welchem sehr grosse Knollen von Brauneisenstein eingebettet liegen. Erreichen dieselben die Oberfläche, so zerfallen sie leicht in bohnen- bis nussgrosse Körner mit abgeglätteter Oberfläche, die stellenweise in grosser Masse den Boden bedecken.

1) BLANFORD, Mem. Geol. Survey of India, I, S. 268.
2) PECHUEL-LOESCHE, Das Kuilugebiet. Petermanns Mitth., Bd. XXIII, S. 11.
3) BLANFORD, Mem. Geol. Survey of India, I. S. 291, 271.

Die zersetzten Lateritmassen sind, wie Pechuel-Loesche[1]) zuerst betont hat, an den Berggehängen in einer abwärts gleitenden Bewegung begriffen, und manche Struktureigenthümlichkeiten dürften sich daraus erklären.

3. Aber nicht nur die Schwerkraft veranlasst eine beständige Umlagerung der Laterite, sondern Erosion und Deflation bemächtigen sich leicht des verwitterten Materials, um es anderswo abzulagern.

Die vornehmste Transportkraft für die tropischen Laterite ist das fliessende Wasser, und längs der meisten Bäche und Flüsse findet man Thallaterit, d. h. Gesteine, welche von ihrem Ursprungsort abgehoben, verfrachtet, gesondert und wieder abgelagert wurden. Während der Regenzeit sind viele Bachbetten mit rothbraunem lehmigem Wasser erfüllt, das grosse Mengen von Lateritschlamm aus den Gebirgen entführt. Der Schlamm des Congo, des Amazonas, des Kodavari, Krischna und Caveri, des Menam und anderer tropischer Flüsse, ist während der Regenzeit braunroth, und in ihrem Ueberschwemmungsgebiet setzt sich rother Schlamm und rother Sand in horizontalen Schichten nieder.

Wer[3]) die Wasserläufe des tropischen Afrika während der Regenzeit gesehen hat, wenn sie ihre hochangeschwollenen lehmfarbigen Fluthen in das Meer wälzen, kann ermessen, welche ungeheure Menge festen Materials aus dem Lande dem Flussgebiet und dem Ocean zugeführt wird. Entsprechend der nach Jahreszeiten wechselnden Wassermenge und Triebkraft der Flüsse, je nach gegebenen Unebenheiten des Flussbettes u. s. w. wird der Transport und die Aufbereitung der Laterite sehr verwickelt. Die Ablagerungen werden sowohl neben- und hintereinander wie auch übereinander in kurzen wie langen Zeiträumen verschiedenartig ausfallen, einen Wechsel dünner Lagen, oder überwiegende Anhäufung grober und feiner Massen bedingen. Der Congo floss einst auf weite Strecken 40—50 m höher. So finden sich jetzt in den Seitenthälern Ablagerungen von Laterit, die in einstigen Flussbuchten während des Hochwassers gebildet worden sind. Schichten von leicht verkittetem Sand, sowie Bänke von reinem, gleichmässig gefärbtem, dichtem Laterit, und wieder ein Gemenge von beiden, oder dünne Schichten in Wechsellagerung werden überall beobachtet. Zuweilen sind die während der Trockenzeit entblösten Schichten des Laterits unter dem Einfluss der Sonne geborsten und in eckige Kuchen zerfallen, deren Zwischenräume durch eine spätere Hochfluth wieder ausgefüllt wurden. Manche der vorzugsweise aus Sanden bestehenden Theile der Bänke haben ausgezeichnete, regelmässige Wellenfurchen bewahrt, welche genau denen gleichen, die auch heute noch der Wind auf den trocken gelegten Sandmassen des Strombettes hervorruft. Die wechselnde Ausbreitung und Mächtigkeit der Schichten giebt Kunde, wie mannichfaltig einst die Hochfluthen aufgetreten sind. In der Gegend von Kaluba bis zum Luoschifluss, wo ehemals der Congo strömte, finden sich verschiedene Thälchen mit sehr mächtigen Ablagerungen von dichtem Laterit. Dieser steckt voller Gerölle; über den

1) Pechuel-Loesche, Ausland 1884, S. 401.
2) O. Lenz, Timbuktu, II, S. 191.
3) Pechuel-Loesche, l. c. 1884, S. 422, 405.

Yelalaschnellen hängt eine Konglomeratmasse mit bis kopfgrossen Geröllen. Bei Vivi findet man bis zu 150 m über dem Congo einen zelligen, warmgelb gefärbten Laterit, in dem nuss- bis kopfgrosse scharfkantige Stücke von Quarz regellos vertheilt sind. Verschiedene Quarzklumpen von grossen Dimensionen schimmern weiss wie Eisblöcke auf Höhen und an den Abhängen.

4. Wenn ein Fluss, welcher Lateritschlamm führt, in einen See mündet, dann lagert sich hier Seelaterit ab, der sich durch regelmässig horizontale Schichtung auszeichnen dürfte.

5. Als zweite Transportkraft für den Laterit lernen wir den Wind kennen. Während der Regenzeit wird das Tropenland von solchen Wassermengen überschüttet, dass der Wind keine deflatirende Wirkung auszuüben vermag. Dagegen ist die Trockenzeit für die Deflation sehr günstig, und überall begegnen wir ihrer abtragenden Wirkung. Der feine ziegelrothe Staub, den jeder Windstoss aufwirbelt, wird oft für den Reisenden recht unbequem und dringt in die weissen Tropenkleider so fest ein, dass dieselben bald einen röthlichen Schimmer erhalten. Wo aber das Land vegetationsarm ist, da beobachtet man wahre Staubstürme, deren transportirende Kraft eine sehr bedeutende ist.

Während[1]) eines Besuches in Kuttalam sah Foote den östlichen Horizont oft wie in glühendem Feuerschein, so lebhaft beleuchtete die Abendsonne die grossen Nebel von rothem Staub, welche vor dem Südwestmonsum herzogen. Enorme Flammenzungen schlugen empor, während die nicht beschienenen Staubnebel wie Rauchwolken aussahen und das Ganze wie ein furchtbarer Waldbrand aussah. Diese Nebel von rothem Sand und rothem Staub sind zweifellos die Quelle für die Teraidünen, welche längs der Koromandelküste von Melmandai bis Muttupetta beobachtet werden.

Durch diese Winde wird die trockene Oberfläche des Landes reingefegt, und das ablatirte Material weithin getragen. Die Stürme wehen in Südindien in manchen Jahren 4 Monate lang ohne Unterbrechung. Die hierbei aufgeschütteten Sandberge oder Terais finden sich vielfach im Tinevelly-, Nellore- und Travancoredistrikt. Die südlichste Teraiablagerung findet sich nahe dem Kap Komorin, wo ein schmaler rother Sandberg 10 km lag von einer weissen Küstendüne begleitet wird, ohne dass irgendwo eine Vermischung der beiden Sandarten einträte. Bei Kuttankuli ist eine Teraidüne von dunkelrother Farbe, mit einem hohen Gehalt von magnetischem Eisensand. Dieser Sandberg scheint theilweise durch den Wind wieder abgetragen worden zu sein, denn man sieht den Wurzelschopf von Palmyrapalmen 2—3 m hoch vom Sande entblöst. An natürlichen Aufschlüssen beobachtet man ausgezeichnete Diagonalschichtung in dem Sandberg mit stark geneigten Schichten von dunkelrothem Lehm. Die Hauptmasse des Teraihügels ist durch rothen Lehm verkittet und verfestigt. Der Teraiberg von Iddayangudi ist 30 km lang, bis 4 km breit und erreicht eine Seehöhe von 60 m. Der Taruvai See wird von drei Seiten durch rothe Teraihügel umgeben. Der Strand besteht aus reinem rothen Sand, bewachsen mit einigen Palmen und Banianenbäumen, und hinter dem

1) Foote, Mem. Geol. Survey of India, XX, I, S. 86.



blau und silbern glänzenden Seespiegel tauchten rothe Sandhügel und grüne Palmenwälder auf.

Der Ittamoliterai ist 80 □km gross und 70 m hoch, und diese grosse Sandmasse wird beständig durch den Wind bewegt und in ihrer Oberfläche verändert. Am Fusse mancher Terais entspringen Quellen, und das im Sand circulirende Wasser spielt wahrscheinlich eine grosse Rolle bei der Verfestigung des Sandes. Der Sivalpattyterai ist ganz bewachsen mit dornigem Gebüsch. Der Terai von Rajakapallem und Manapad ist durch Kalk verkittet, und seine Farbe wird gegen Ramnad zu immer blasser. Von organischen Resten findet man im Teraisand verkalkte Hölzer und Landschnecken.

Wie andere Dünen, wandern auch die Terais; und zwar in Südindien nach OSO. Die Hügel von Ittamoli wandern im Jahre 10 bis 35 m.

6. Dass neben diesen durch Deflation entstandenen Sandablagerungen auch rothe Lehme in den Tropen gebildet werden, ist leicht verständlich. Von Radschputana bis nach Ceylon begegnet man häufig Lössablagerungen von rothgelber und rother Farbe, die im Uebrigen durchaus den gelben und braunen ungeschichteten Lössen der aussertropischen Faciesbezirke gleichen. Ein charakteristisches Merkmal von Lateritboden sind die hohen Termitenhaufen von rothem Thon, wie sie sich in Afrika und Indien finden.

7. Von den chemischen Ablagerungen des Tropenlandes sind zuerst die Quellabsätze zu nennen, über die ich leider nur wenige Angaben habe auffinden können. G. v. d. Borne [1]) beobachtete in Ostafrika häufig an den Thalgehängen einen bankartigen Saum von recentem Kalktuff. In den regenlosen Monaten der Trockenzeit verdunstet das gesammte Quellwasser und die „trockene Quelle" liefert lediglich Kalk. Auch der Gehalt an Chloriden ist in vielen tropischen Bächen sehr gross. In [2]) Samba wird von den Eingeborenen Salz aus dem Quellwasser durch Einkochen gewonnen, das Salz ist feinkörnig, fast schwarz, und hat einen salpeterigen Geschmack. Salzseen, an deren Ufern zu gewissen Jahreszeiten Salzkrusten den Boden bedecken, sind in Ostafrika nicht selten.

An der Südbai [3]) von Neukaledonien entspringen Quellen von 33°, welche Magnesiabikarbonat absetzen. Sie kommen aus Serpentinfelsen.

8. Die Ueppigkeit der tropischen Vegetation ist eine so grosse, dass sie geradezu sprichwörtlich geworden ist; und die Annahme ist naheliegend, dass dieser reichen Entwicklung des Pflanzenlebens eine ebenso grosse Verbreitung von Humusablagerungen im Tropenland entspreche. Um so bemerkenswerther ist es, dass solches nicht der Fall ist. Ein erfahrener Kenner der tropischen Kulturböden, Wohltmann [4]) sagt darüber: Humusböden oder Böden mit hohem Humusgehalt werden in den Tropenländern zwischen den Wendekreisen verhältnissmässig in geringerer Ausdehnung angetroffen, wie in den gemässigten Zonen. Das Fehlen grösserer Mengen von Humus im

1) Brief vom 27. XII. 1892.
2) Wissmann, Unter deutscher Flagge, S. 172.
3) Garnier, Annales des Mines, 6. Ser., XII, S. 72.
4) Wohltmann, Tropische Agricultur 1892, S. 169.

tropischen Erdboden ist überall bemerkbar. Die tropischen Böden zeichnen sich, über ausserordentlich grosse Flächen, durch gelbe oder rothe Farbe aus. Der geringe Humusgehalt ist leicht erklärbar. Erstens führt die heisse, wasserdampfreiche Atmosphäre überall eine schnelle Zersetznng organischer Substanzen und eine baldige vollständige Auflösung derselben herbei. Meterstarke Bäume weichen Holzes pflegen schon nach wenigen Jahren zu zerfallen, und jeder erfahrene tropische Kolonist sucht den Humns seines Ackers dadurch zu vermehren, dass er dicke Stämme nicht dem Fener, sondern der Vermoderung preisgiebt. Die nngeheuer heftigen und lange anhaltenden Niederschläge entführen leicht die vermoderten Massen und nnr am Boden des dichten Urwaldes, oder in stagnirendem Wasser kann sich Humns anhäufen. Stets wird man in den Tropenländern bemerken, dass die Flüsse, zumal in der Regenzeit eine ausserordentlich schmntzige, bis dunkelbraune Färbung besitzen, herrührend von dem grossen Gehalt des Wassers an Humussubstanzen. Trotzdem also in dem Tropenland ungeheure Massen von Cellulose gebildet werden, so vermodern dieselben doch zum Theil zu gasförmigen Zersetzungsprodukten, und der übrig bleibende Rest wird leicht vom Wasser weithin dem Meere zugeführt.

Dass sich in den höheren Gebirgen der Tropen ausgedehnte Torflager finden, kann bei der dort herrschenden niedrigeren Temperatnr nicht überraschen. Bei Nuvera Ellia auf Ceylon 2000 m hoch, ist die ganze Senkung des Thalbeckens mit Torf- und Humuslagern erfüllt, welche an einzelnen Stellen 1 m tief aufgeschlossen sind. Der sumpfige Boden zerreisst während der trockenen Jahreszeit in polygonale Spalten, welche allmälig die ganze Humnsmasse in vertikal stehende Säulen zerlegen.

Auf[1]) Java im Ambarawathal erhob sich im Mai 1838 eine 1000 m über dem Meere liegende sumpfige Fläche 10 m hoch. Tiefe Spalten klafften und zeigten einen moorartigen Boden mit vertorften Baumstämmen.

Vom Gunung Semeru berichtet Junghuhn[2]) wie der Urwald so dicht war, dass kein Sonnenstrahl in die Tiefe zu dringen, kein Luftzug die miasmatischen Gase zu entfernen vermöchte. Auf dem feuchten breiartigen Humusboden, in dem der Fnss versank, vermoderten unzählige Pflanzen und bildeten immer neue Humusschichten.

Die[3]) Kanäle der Galewo Str. (Neu Guinea) sind eine wahre Stätte für Kohlenbildnng. Sie ziehen sich weithin durch einen dichten Urwald und sind stets beschattet von den mächtigen Baumkronen. Die sumpfigen Ufer sind durchtränkt von Wasser und entwickeln eine üppige Vegetation von lichtscheuen Selaginellen und Farnen. Beständig fallen Blätter und andere Pflanzenreste ins Wasser, dessen Spiegel nie ein frischer Luftzug kräuselt. Zuweilen giebt auch der Uferrand unter der Vegetation nach und es versinken grosse Bäume, deren jeder, mit Schmarotzer aller Art bedeckt, für sich allein einen ganzen botanischen Garten darstellt. Ungeheure organische Massen modern hier langsam

1) Junghuhn, Neues Jahrbuch für Min. 1856, S. 68.
2) Junghuhn, Java, II, S. 530.
3) Studer, Gazelle, III, S. 230.

unter wenig Sauerstoffzutritt und einer verhältnissmässig hohen constanten Temperatur. Das Wasser ist schwarz und trübe, und haucht einen widerlichen Modergeruch aus, der die Brust beengt. Sein Boden besteht aus schwarzem Moder. In diesem Gebiet war ein reiches Thierleben nicht zu erwarten.

Nördlich von Lunda[1]) sah WISSMANN auf den, zwischen Bachschluchten stehen gebliebenen Lateritplateauresten, eine starke Humusschicht.

Sehr interessant aber sind die Humusbildungen von Südindien, welche der vielfach ausgesprochenen Meinung, dass im Tropengebiet Sümpfe fehlen, eine sehr wesentliche Einschränkung verleihen. Wie die Karte Madura und Tienevelly[2]) Distrikts zeigt, und wie ich auf meiner Ochsenwagenreise von Madura nach Ramnad und Ramesveram kennen gelernt habe, ist die Tiefebene des Südindischen Küstenlandes mit zahllosen kleinen und grossen Wasserlachen und Sümpfen bedeckt. Obwohl ich während der trockenen Jahreszeit reiste, so wand sich der Weg doch beständig zwischen Wasserflächen dahin, deren morastige Ausdünstung recht unangenehm war. Palmenwäldchen, Buschwerk und Wasserpflanzen umrahmten die Sümpfe, deren Boden von einer schwarzen Humusmasse halbverwester Pflanzenreste gebildet wurde. Mehrfach grenzten gelbe Sandflächen an die Sümpfe und nach der Karte zu urtheilen, dürften auch viele Teraidünen in nächster Nähe ähnlicher Humusstätten liegen.

Wenn man diese unzähligen humusbildenden Sümpfe im östlichen Theil vom Maduradistrikt berücksichtigt, dann kann es keinem Zweifel unterliegen, dass der im westlichen Distrikt so weit verbreitete Regur oder „Cottonsoil“ nichts weiter ist, als ausgetrockneter Sumpfboden; eine Meinung, welche schon von KING und FOOTE[3]) ausgesprochen wurde. Diese Forscher sagen: Was den südindischen Baumwollenboden anlangt, so halten wir denselben für einen sedimentären Absatz gemischt mit organischer Substanz von wesentlich pflanzlicher Herkunft und glauben, dass derselbe in der Mehrzahl der Fälle in Süsswasserseen gebildet wurde.

Es mag zur Ergänzung darauf hingewiesen werden, dass manche Regurarten aus zersetztem Basalt oder Schiefer entstanden sind, immer aber verdanken sie ihre schwarze Farbe der Beimischung von organischer Substanz und Humus.

Da die, jetzt von Regur bedeckten Gegenden keine Sümpfe mehr besitzen, so hat FOOTE[4]) darauf aufmerksam gemacht, dass früher ausgedehntere Wälder und grössere Niederschlagsmengen dort vorhanden gewesen sein möchten.

Der Regur ist in Südindien weit verbreitet und im Tritschinopolydistrikt habe ich viele schöne Aufschlüsse gesehen. Darnach kann ich nur bestätigen, was BLANFORD[5]) darüber sagt: Der Regur ist gewöhnlich schwarz oder blauschwarz. Nach heftigen andauernden Regen verwandelt er sich in einen zähen Schlamm, der sogar für Fussgänger

1) WISSMANN, Unter deutscher Flagge quer durch Afrika, S. 60.
2) FOOTE, Mem. Geol. Survey of India, XX, 1883.
3) KING and FOOTE, das. IV, S. 355.
4) FOOTE, das. XVI, S. 98.
5) BLANFORD, das. IV, 1., S. 183.

unpassirbar ist, nach längerer Trockenheit wird er von fusstiefen Trockenrissen gespalten. Während er in gewissen Gebieten Indiens sehr fruchtbar ist, trifft Solches für den Tritschinopolydistrikt nicht zu, denn er ist meist unbebaut, und seine hügelige Oberfläche ist mit niedrigem Gebüsch bestanden. Wo der Regur auf Kreidethonen lagert, sind gelbe oder hellgraue Thonschichten ihm eingelagert. Auf Gneissunterlage zeigt seine unterste Schicht Gneissgeröll. Concretionen von Kalk (Kunkur) trifft man nicht selten darin.

Der Regur zeigt im allgemeinen keine Schichtung, aber bei Neduvassel sah ich Bäche, welche Regurschlamm transportirten und denselben an geeigneten Stellen in Schichten wieder absetzten. Der Regur erreicht meist eine Dicke von 1—2 m, selten sind Profile von 5 m Mächtigkeit beobachtet worden. Wo er sich an Gneiss anlagert, wird er unrein, es mischen sich sandige Verwitterungsprodukte demselben bei und allmälig geht er in Gneissgruss über.

Eine besondere Art organischer Ablagerungen bilden die vegetabilischen Massen, welche im oberen Nil sich aufhäufen und dort oft geradezu den Fluss verstopfen. Die [1]) geringe Abströmung der grossen Wassermassen, welche die äquatorialen Nilquellströme führen, erzeugt während und nach der Regenperiode ausgedehnte Ueberschwemmungen besonders zwischen 7 und 9° N. Br. Dieses Land ist grösstentheils Alluvialboden, von den Flüssen abgelagert und wieder abgetragen, nach allen Richtungen durchpflügt und wieder nivellirt, ohne jede nennenswerthe Erhebung mit wenig Busch und kleinen Flächen von Hochwald bewachsen. An den Flüssen wuchern in tropischer Ueppigkeit Gramineen und Cyperaceen, Papyrus und andere Gewächse. Beim Eintritt des Hochwassers wird die weitverbreitete Grasdecke gehoben und schwimmend durch Strömungen und Winde hin- und hergetrieben. Grosse und kleine Grasinseln gelangen in die Strömung des Flusses, stauen sich an den Windungen und bilden hier die gefürchteten **Grasbarren**. Die geringe Kraft der Strömung bricht solche Barren nur selten durch, meist nimmt der Fluss eine andere Richtung und umgeht das Hinderniss. Werden solche Grasbarren längere Zeit sich selbst überlassen, so nehmen sie durch Anlagerung neuer Inseln immer mehr an Grösse zu und werden durch Schlamm u. s. w. immer dichter. Die Wurzeln wuchern unter der Oberfläche weiter.

Hunderte von Fischen *(Synodontis)* schwimmen zwischen den Inseln umher. Die Grasbarren faulen leicht und erzeugen dann einen durchdringenden Modergeruch. Die Mächtigkeit der Barren erreicht 3—6 m. Der Boden des Flusses besteht aus Schlamm und Morast. Sobald eine grössere Barre frei wird und in Bewegung kommt, wird das Flusswasser trübe und schlammig.

Die Ablagerungen des Tropenlandes sind nach dem Gesagten von sehr wechselnder Beschaffenheit, und wenn viele derselben auch durch lateritische Farbe ausgezeichnet sind, so ist dieser Charakter doch nicht durchgehend als Merkmal anzusehen. Dagegen erhalten die meisten tropischen Gebilde des Festlandes ein besonderes Gepräge durch Diagenese, das zwar nicht auf das Tropenland beschränkt ist,

1) Foote, Mem. G. S. India, XX, 1., S. 84.
2) Marno, Mitth. Geogr. Ges. Wien 1881, S. 284, 426.

aber doch hier weit verbreitet gefunden wird. Der Wechsel einer niederschlagsreichen Regenzeit und einer durch grosse Verdunstung ausgezeichneten Trockenzeit bewirkt eine grosse Veränderung in dem Grundwasserstand, eine regelmässig wiederholte Wasserdurchtränkung und Austrocknung aller Alluvionen. Infolgedessen bilden sich während der Regenzeit leicht überall im Boden Minerallösungen, deren Gehalt an gelöstem Material bei der Trockenzeit wieder abgeschieden wird. Alle in Wasser löslichen Bodenbestandtheile werden dadurch jedes Jahr aufs Neue gelöst und wieder ausgefüllt, und müssen hierbei beständig im Gestein umherwandern. Als eine Folge dieses Wechsels von Lösung und Niederschlag betrachte ich die in allen tropischen Ablagerungen ungemein häufigen Concretionen. Von Bengalen bis nach Ceylon habe ich keine jüngere Ablagerung gesehen, in der nicht die Concretionen zu den charakteristischen Einschlüssen gehörten, und die Literatur enthält eine grosse Fülle ähnlicher Beobachtungen.

Die Concretionen im Laterit bestehen aus Brauneisenstein, und wenn sie auch im Allgemeinen in den oberen Lateritschichten frisch zersetzter Gesteine am häufigsten sind, so sind sie doch in allen Lateritgebieten so verbreitet, dass sie WOHLTMANN [1]) geradezu als wesentliches Gemengtheil eines Laterit betrachten möchte. Bald treten sie als Bänder und Nester, Schnüre und Lager auf, und durchziehen das Gestein mit einem harten Netzwerk nach allen Seiten, bald sehen wir kleine und grosse, runde Eisenbrode regelmässig dem Laterit eingelagert.

Dieselben Eisenbrode werden aus Afrika beschrieben. Die [2]) Länder des Ogowegebietes sind von gelbem Lehm bedeckt, der ungeschichtet und stark eisenschüssig ist, und nicht selten Concretionen von thonigem Brauneisenstein enthält.

Klumpen [3]) und Stücke eines mit blasigen Hohlräumen erfüllten Eisensteines lagern an manchen Orten Westafrikas in Menge und sind den dichten wie zelligen Lateriten eigenthümlich.

In Brasilien [4]) an den Gehängen des Rio Parana ist zu oberst ein mächtiges Lager rothgelben Lehmes mit vielen kalkigen Concretionen von beträchtlicher Härte, die sogenannte „Tosca.“ Kalkconcretionen sind ungemein häufig in den Ablagerungen des Ganges, und werden hier als „Kankar“ oder „Kunkur“ beschrieben [5]). Sie finden sich tief in den Alluvionen der bengalischen Ebene, und ziehen schichtengleich mit grosser Regelmässigkeit durch die Gangesthone bei Benares. Sehr verbreitet sind Septarien und Kalkknollen auch in den Kreideablagerungen Südindiens. Kalkbrode, Linsen, Kugeln von 40 – 200 cm Durchmesser sah ich in Menge bei Parully, bei Kulliguddy und an anderen Lokalitäten, von dort beschreibt sie auch BLANFORD [6]) ausführlich.

In Südindien (Madura und Tinevelly [7]) kommen die meisten Flüsse aus einem Gneissgebiet und führen daher einen blassrothen, oder röthlich

1) WOHLTMANN, Tropische Agricultur, S. 140.
2) LENZ, Verh. d. Ver. für Erdkunde. Berlin 1875, II, S. 139.
3) PECHUEL-LOESCHE, Ausland 1884, S. 407, 424.
4) BURMEISTER, Zeitschr. d. Allg. Erdkunde. Berlin 1882, S. 121.
5) HARDIE, Ref. Neues Jahrb. für Min. 1833, S. 566.
6) BLANFORD, Mem. G. S. India, IV, 1., S. 209.
7) FOOTE, Mem. G. S. India, XX, I, S. 75.

weissen oder auch blassbraunen sandigen Lehm, der an manchen Stellen in reinen Thon oder auch in reinen Sand übergeht. Eine Ausnahme bildet der Verudupatty, der durch ein mit typischem Regur bedecktes Land fliesst und daher seine Thalniederungen mit einer dicken Schicht von Regurschlamm bedeckt hat. Durch die Regurbeimengungen wird der an der Mündung des Vaippar abgesetzte Schlamm dunkelgrau oder graubraun.

Das Alluvium des Vaigai, wie dasjenige der nördlicheren Flüsse ist ein sehr sandiger Lehm, der bei Madura Kiesel enthält und bei Ramnad ausserordentlich sandreich wird. Hier und da variiren die Absätze in einen groben Grus oder feinen Kies, Quarze und gerollte Kunkur. Das Alluvium des Tambraparni ist blassroth und sehr sandig. Grosse Mengen von Kalkabscheidungen (Kunkur) treten in den Sandbänken bei Tinnevelly auf und haben die Sandschichten in ein hartes Gestein verfestigt. Dort findet sich auch ein gneissführendes Konglomerat mit kalkigem Bindemittel.

Da das Tropenland einen Theil des Jahres durch sehr starke Niederschläge, einen anderen Theil durch Trockenheit nnd Dürre ausgezeichnet ist, so herrschen hier je nach den lokalen und periodischen Umständen Erosion und Deflation als lithogenetische Kräfte. Der Ueberschuss an Regen nnd der Gewitterreichthum bedingen jene eigenthümliche, durch rothe Farbe ausgezeichnete Verwitterungserde, den Laterit. Die reiche Vegetation an den Abhängen der Gebirge begünstigt die cumulative Verwitterung. Humus bildet sich häufig in deu Gebirgen, seltener in tiefgelegenen Gebieten.

Die rothe Farbe ist charakteristisch für die meisten tropischen Allnvionen, sie beherrscht die Ablagerungen von Flüssen und Seen, sie findet sich im Schlamm des Litorals und in den Sandbergen der Dünen. Weisse Sandbänke begleiten bisweilen die schlammigen rothen Flussufer, und geben Anlass zu Wechsellagerung weisser Sandsteine mit rothen Thonen.

Das Ueberschwemmungs- und Deltagebiet der grossen Flüsse ist durch eine sehr regelmässige dünne Schichtnng ausgezeichnet. Der hier abgelagerte Schlamm kömmt beim Ganges und beim Mississippi aus nichttropischen Regionen und ist deshalb auch nicht roth, sondern grau gefärbt.

---

20. Festländische Vulkane.

Die Ursachen und Bedingungen vulkanischer Eruptionen liegen im Innern der Erdrinde verborgen, und beherrschen so sehr den Charakter der dabei gebildeten Ablagerungen, dass von Island bis nach dem Kilimandjaro wesentliche Unterschiede derselben nicht zu erkennen sind. Mag ein Vulkan im Polargebiet oder im Tropenland entstehen, seine Laven nnd Tuffe ordnen sich nach denselben Grundsätzen, und wenn wir von dem Charakter der Verwitterungsprodukte absehen, kann man an einem fossilen Vulkane nicht erkennen, nnter welchen klimatischen Bedingungen, in welchem Faciesbezirk er entstanden ist. Nur die Aufschüttung nnd der Charakter der Ablagerungen bei festländischen und marinen Vulkanen ist verschieden, daher werden wir die letzteren gesondert behandeln und auch folgerichtig diejenigen Erscheinungen, welche man am Meeresufer italienischer Vulkane beobachten kann, bei der Schilderung vulkanischer Archipele besprechen. Die Bedingungen der Vnlkanbildung sind andere, als diejenigen der andauernden Eruptionen. Für die Vulkanbildnng bedarf es der Anwesenheit expansiven Magmas, und einer Dichtigkeitsverminderung in der Erdrinde. Wo beide Voraussetzungen zusammentreffen, da entsteht ein Vulkan. Es hängt nnn von dem Dampfgehalt des ausgestossenen Magmas ab, in welcher Weise die Auflagerung desselben erfolgt. Ist das Magma dampfarm, so entsteht ein sogenannter homogener Vnlkan, d. h. die ausfliessende Lava bedeckt das den Eruptivschlot umgebende Gebiet auf geringere oder grössere Erstreckung. Bald fliesst die dünnflüssige Lava als ungeheuere Lavadecke über viele Meilen des Landes, bald häuft sich die zähflüssige Lava als Quellkuppe direkt über dem Schlote auf. Anf geneigter Unterlage bilden sich Lavaströme, die mit wechselnder Breite und wechselnder Geschwindigkeit bergab fliessen, wie ein zäher Schlammstrom.

In anderen Fällen ist das Magma so dampfreich, dass durch die Expansion des Dampfes beim Austritt aus der Erdrinde Alles in feine oder gröbere Fragmente zerrissen wird, die als Bomben oder vnlkanische Asche in die Luft fliegen nnd dann erst auf der Erdoberfläche zur Ablagerung gelangen. Solche bloss aufgeschüttete vulkanische Massen bilden einen Kraterring um den Eruptivschlot, und werden als Tuffvulkane bezeichnet. Oftmals aber treten aus demselben Eruptivschlot in raschem Wechsel Tuffe und Laven nacheinander aus, und

bilden einen aus Tuffschichten und Lavaströmen zusammengesetzten sogenannten Stratovulkan.

Betrachten wir jetzt genauer die Ablagerungen, welche hierbei gebildet werden, so müssen wir unterscheiden zwischen den Ablagerungen auf I. erster und zweiter Lagerstätte, denn die oft sehr lockeren weichen vulkanischen Tuffgesteine werden durch II. Wind, III. Wasser und IV. Eis von ihrem ersten Ablagerungsgebiet leicht abgehoben und an anderen Orten wieder abgelagert, so dass hierdurch Denudationsflächen und Auflagerungsflächen in häufigem Wechsel neben- und übereinander auftreten.

I. Die vulkanischen Ablagerungen auf erster Lagerstätte sind Laven und Tuff.

1. Von[1]) welchem Punkte die Lava auch ausfliessen mag, sie setzt ihren Lauf in der Weise eines Stromes von geschmolzenem Metalle, den Gesetzen der Schwere folgend, fort, fliesst die Abhänge hinab, überströmt flache Ebenen und füllt alle Aushöhlungen, welche ihr zugänglich sind, je nach ihrem grösseren oder geringeren Flüssigkeitsgrade.

Diese Eigenthümlichkeit variirt aber sehr bedeutend, denn einige Laven sind viel zäher als andere. Am Vesuv sah man 1822 einen Strom vom Kraterrand bis nach Pedamentina in 15 Minuten hinabfliessen, während andere Ströme träge dahinschleichen und den Fuss des Berges niemals erreichen. Die Oberfläche des Stromes zerbricht leicht in Spalten und durch diese Klüfte, welche meist senkrecht zur erkaltenden Oberfläche stehen, entweicht viel Dampf. Dabei wird die Oberfläche der Lava zerbrochen und diese Schollen erheben sich durch Stauung bis 20 m über das Niveau des Stromes. Ein Lavastrom, der 1819 am Aetna entstanden war, floss ein Jahr später noch als ein ungeheuerer Blockhaufen vorwärts. Ein Lavastrom, der einen Abhang hinabfliesst, wird in der Regel in der Mitte am dicksten sein. Wenn aber der Zufluss frischer Lava von oben aufhört, dann sinkt die Mitte des Stromes ein und der Querschnitt desselben wird concav.

Auf dieselbe Weise entstehen, wie wir S. 686 schon gezeigt haben, langgestreckte Höhlen in dem Lavastrom, die oft sogar mit Pseudostalakliten von Lava ausgekleidet sind.

Die bei einem einzigen Ausbruch ergossene Lavamenge ist sehr gross. Der Skaptar Jökull ergoss 1783 zwei Ströme, einer 100 km lang und stellenweise 30 km breit, der andere 80 km lang und bis 14 km breit. Ihre Dicke betrug an manchen Stellen über 150 m.

Langsam fliessende, zähflüssige Lavaströme werden selbst durch kleine Hindernisse leicht aufgehalten. Ein Busch, ein Baum, eine Mauer, selbst ein grosser Stein, hat oft einen Strom in einem Maasse gehemmt, das durchaus ohne Verhältniss zu dem Widerstande war, den solche Dinge der Wucht des Lavastromes entgegensetzen konnten. Wenn der Strom gehemmt wird, dann staut er sich, steigt in die Höhe und sucht das Hinderniss von oben oder seitlich zu umgehen.

Infolge dessen wächst ein Lavastrom beträchtlich an Tiefe und Volumen, sobald Hindernisse seinem Fortschreiten in den Weg kommen. Daher findet man da, wo schmale und gewundene Gebirgs-

1) Poulett Scrope, Ueber Vulkane, übers. von Klöden 1872, S. 55 f.

schluchten auf weite Strecken von Lava durchflossen wurden, jede concave Einbiegung mit einer voluminösen Basaltmasse erfüllt, während die Zwischentheile des Thales verhältnissmässig schmale und flache Streifen zeigen. Aus demselben Grunde wird, wenn das Hinderniss von ansehnlicher Höhe ist, und wenn es von der Lava nicht umgangen werden konnte, der Anschein erweckt, als ob der Strom bergauf geflossen wäre.

Wenn fliessende Lava auf brennbare Dinge trifft, so pflegt sie diese zu entzünden. Wenn Bäume schnell von der Lava umhüllt werden, so verbrennt nur der obere Theil und der verkohlende untere Stamm hinterlässt einen hohlen Abdruck in der Lava. Auf Hawai hat man sogar beobachtet, dass Baumzweige mit Obsidianzapfen wie mit Eiszapfen behängt waren, ohne dass die Bäume viel von der Hitze gelitten hatten.

Eine charakteristische Eigenthümlichkeit der Lavaströme sind die „Säulen", welche, von meist sechseckigem Querschnitt, dicht gedrängt nebeneinanderstehen und bei der Erkaltung der Lava entstanden sind. Andere Laven sind kugelig abgesondert, und die Kugeln bestehen wiederum aus radial gestellten kleinen Säulen.

Manche Laven nehmen beim Festwerden eine plattige oder schieferige Struktur an.

Wenn eine grössere Anzahl von Lavaströmen übereinander fliessen, entsteht eine geschichtete Ablagerung, die je nach der Neigung des Untergrundes horizontal oder bis zu 35°; gelegentlich sogar noch steiler geneigt ist.

In einem Lavastrom bilden sich oft Blasenräume, welche in der Richtung des Fliessens langgezogen sind, und die ein ausgezeichnetes Merkmal für diese Richtung abgeben. Mit Zuhilfenahme des Neigungswinkels lässt sich selbst an einem kleinen Profil daraus die Ursprungsstelle der Lava bestimmen.

Aus dem Gesagten geht ausserdem hervor, dass die meisten Lavaströme an ihrem, dem Vulkanschlot abgewendeten Ende compakt und mächtig sind, nach dem Schlot zu aber dünner, spaltenreicher und leichter zerstörbar werden.

Im Allgemeinen bilden die Lavaströme langgestreckte Bänder, die radial vom Eruptivschlot ausstrahlen und sich nach ihrem Ende zu verbreitern.

Während die sogenannte Fladenlava ein zusammenhängendes Ganze bildet, ist die Schollenlava von einem Haufwerk loser Blöcke umgeben und schreitet als Trümmerstrom vorwärts.

Von Java, dem klassischen Vulkangebiet beschreibt JUNGHUHN[1]) mehrfach solche Trümmerströme. Millionenweise findet man auf dem Boden des Tji-Widaithales Trümmerblöcke von $^1/_2$—8 m Durchmesser verstreut und es kann keinem Zweifel unterworfen sein, dass hier ein grosser Lavatrümmerstrom des G. Patua vorliegt. In vielen Gegenden des G. Merapi bilden die Myriaden von Steintrümmern lange Streifen, und man kann deutlich sehen, dass sie beim Ausbruch in Strömen herabgeflossen sind. Es sind keine Lavamassen, welche beim Erkalten

1) JUNGHUHN, Java, seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart. Leipzig 1857, II, S. 51, 305.

zerspalteten, sondern wirklich lose, schon von Anfang an getrennte Stücke, die in vielgewundenen Strömen angeordnet hohe Trümmerhaufen bilden.

2. Die zweite Gruppe vulkanischer Ablagerungen sind die Tuffe. Dieselben bestehen aus Magmafragmenten von wechselnder Grösse. Die grösseren Stücke nennt man Bomben, die mittelgrossen Lapilli, die kleineren vnlkanische Sande, die feinen staubartigen Theile vulkanische Asche. Selten werden bei einer Eruption nur Fragmente von annähernd gleicher Grösse emporgeschleudert und abgelagert. Eine solche Ablagerung wird ungeschichtet sein; nnd ungeschichtete, mehrere Meter mächtige Ablagerungen von feiner vulkanischer Asche finden sich in vielen Profilen festländischer Vulkane.

In der Regel sind Magmafragmente von verschiedener Grösse durcheinander gemengt, und indem dieselben in der Luft sortirt werden, fallen sie als wohlgeschichtete Tuffe zn Boden. Die Neigung der Tuffschichten richtet sich nach der Böschung des Untergrundes. Auf ebenen Flächen bilden sich horizontale, auf geneigten Abhängen entstehen einfallende Tuffschichten, deren Fallwinkel bis gegen 50° betragen kann.

In vielfachem Wechsel lagern Laven und Tuffe an den meisten Vulkanen übereinander. Die rauhe zerrissene Oberfläche der Lava wird durch Asche und Bimstein ausgefüllt und eingeebnet, so dass selbst auf ganz unregelmässiger Lava der Tuff in ebenen Schichten abgesetzt wird. Durch den Ausbruch[1]) des Askja im Jahre 1875 war die vorher rauhe, vollkommen unpassirbare Lava überall mit Bimstein bedeckt, so dass alle Löcher und Vertiefungen verschwunden waren. In Island wie in Java finden sich ausgedehnte Ebenen, bedeckt mit vulkanischem Sande, der alle Unebenheiten des Lavauntergrundes verhüllt.

Schon während der Vnlkanbildung treten mancherlei Veränderungen im Gefüge seiner Schichten anf. Mallet[2]) hat zuerst darauf hingewiesen, dass durch den Druck der immer schwerer werdenden Felsmassen die untersten Tuffschichten gedrückt werden, und aus der horizontalen Lage in eine, nach der Mitte des Vulkans einfallende Synklinale verwandelt werden.

Am[3]) Kolotta Dyngja und am Heidinha auf Island hat sich der centrale Theil des Vulkans in dieser Weise gesenkt.

An manchen Aufschlüssen in der Umgebung des See von Albano sind Störungen in dem Gefüge der Tuffschichten in der Weise eingetreten, dass schwere Bomben in die unter ihnen liegenden Tuffschichten eingesunken sind und diese zn 1 m tiefen Säcken ausgestülpt haben. Die steile Böschung des Kraterrandes veranlasst Abbrüche und Bergstürze von oft sehr bedeutenden Dimensionen, und wenn man am Abhang der Somma, vom Atrio del cavallo aus, um den Vesuvkegel herumwandert, dann hört man beständig das Herabstürzen gelockerter Felsen und Aschenmassen.

Im hohen Grade sind alle Vulkane der Denudation unterworfen, nnd wenn sich hierbei überall Denudationsflächen bilden, so lagern

1) Thorrodsen, Petermanns Mitth. 1885, S. 288.
2) Mallet, Quaterly Journal Geol. Soc. 1877, S. 740.
3) Thorrodsen, l. c., S. 332.

sich andererseits ebenso zahlreiche neugebildete Ablagerungen auf die Gehänge des vulkanischen Gebietes. Die Verwitterung an Vulkanen ist je nach dem Klima eine verschiedene, doch im allgemeinen sehr intensiv. Sie wird lebhaft unterstützt durch die vulkanischen Dämpfe, welche zersetzend auf Tuffe und Lavagesteine wirken.

Der[1]) 400 m hohe Eruptivkegel, der den alten Krater des G. Tampomas ausfüllt, besteht aus lauter eckigen 1—10 m hohen Lavatrümmern, die sich in einem Zustand halber Zersetzung befinden. Sie sind weich, und leicht zu zerschlagen, ihre Zwischenräume sind mit vermoderter Erde ausgefüllt und alle sind mit Moos überzogen. Wenn die Verwitterung so weiter geht, so dürfte in 500 Jahren der ganze Kegel vielleicht nur noch ein Haufen von röthlichgelber Lehmerde (Laterit) sein; man würde dann seine Natur als Eruptionskegel nicht zu erkennen vermögen, und die Höhe des Berges würde um mehrere 100 m erniedrigt sein.

Relativ selten sind an tropischen Vulkanen lateritische Verwitterungsprodukte beobachtet, doch beschreibt JUNGHUHN[2]) von vielen Stellen Javas „bolusartige rothe Verwitterungsthone“, die wohl nichts anders als Laterit sind.

Viele scharfe Sprünge und Spalten, welche von Lavablöcken beschrieben[3]) werden, dürften durch Insolation entstanden sein.

Am G. Ungaran[4]) sieht man alle Felstrümmer in den verschiedensten Stadien der Zersetzung und in unmerklichen Uebergängen von den härtesten Trachytblöcken bis zur weichsten Thonerde.

Dass die oft schon an sich sehr weichen, und durch Verwitterung zersetzten Gesteine der festländischen Vulkane durch die denudirenden Transportkräfte leicht abgetragen werden, ist selbstverständlich.

3. Häufig sind auf Vulkangebieten heisse Quellen, Thermen oder intermittirende Geysire. Dieselben sind von Island, Neuseeland und Nordamerika besonders bekannt.

Die Isländischen Fumarolen[5]), Geysire und Thermen erwärmen den Boden in der Umgebung so, dass wahre Oasen reicher Vegetation um dieselben sich ansiedeln. An den Kieselsinterkegeln im Rey Kholtsthal und bei Reykir steigen Torfmoose so weit empor, dass sie völlig im warmen Wasser wachsen und ihre unteren Theile bereits völlig der Incrustation durch den Kieselsinter der Quellen anheimgefallen sind, während sie nach oben lustig weiter grünen. In diesen Moospolstern siedeln sich dann andere Pflanzen an und gelangen zu einer anderwärts nicht zu beobachtenden Ueppigkeit. In den Bächen, die die Abflusswasser des Geysirgebietes abführen, wuchern in Menge grüne Fadenalgen, von denen indessen nur die Spitzen noch grün sind, während die älteren Theile in Folge einer äusserst feinen Ueberrindung mit Sinter leuchtend gelbe und orangerothe Farben angenommen haben und beim Herausnehmen aus dem Wasser völlig zerbröckeln. Auf diesen und anderen Wasserpflanzen grasen, z. B. bei Reykir, sehr zahlreiche

---

1) JUNGHUHN, Java, II, S. 433.
2) Das. II, S. 265, 302, 384, 388, 441 u. s. w.
3) Das. S. 540.
4) Das. S. 259.
5) KEILHACK, Botan. Centralblatt 1886, No. 12.

kleine Wasserschnecken, *Limnaea geysericola*, in einem Wasser, dessen Temperatur 32° C. beträgt.

Im allgemeinen finden sich in der Nähe der Thermen, sowie in den, an manchen Orten (Reykir, Geysir) sehr zahlreiche, fossile Pflanzen enthaltenden Kieselsinterablagerungen derselben, keine anderen Pflanzen, als diejenigen, die überhaupt an feuchten Stellen, in Mooren, an quelligen Bergabhängen und in Bächen vorkommen, wohl aber erreicht eine ganze Menge isländischer Pflanzen hier ganz besondere Grösse, oder findet sich in ausserordentlicher Menge.

4. Die[1]) heissen Quellen und Geysire, welche den Yellowstonepark so berühmt gemacht haben, hängen aufs Engste mit seiner geologischen Vergangenheit zusammen und lassen sich nur verstehen, wenn man den Bau dieses Theiles der Erdrinde kennt. Auf einer Unterlage von Granit und krystallinischem Schiefer ruht die ganze Reihe der geologischen Formationen bis zu Jura und Kreide. Mächtige Kalkbänke bilden diese Schichten und bilden damit auch die Unterlage des Nationalparkes. Nach Ablagerung der Kreidekalke begann eine Zeit vulkanischer Eruptionen, welche das ganze Gebiet mit Lava und Asche überdeckte. Auf unterirdischen Spalten drangen nacheinander Andesite, Rhyolithe Basalte empor, doch sind die Andesite meist von den Rhyolithen bedeckt und die Basalteruptionen waren sehr geringfügig. Infolge dessen ist das Yellowstonegebiet fast überall mit Rhyolith bedeckt, dessen Lavamassen eine Dicke von über 300 m erreichen. Allmälig hörte die vulkanbildende Thätigkeit auf, gewaltige Gletscher überzogen das Land und ebneten die Vulkankegel und Kratere ein, und als die Gletscher sich zurückzogen, hinterliessen sie eine sanft wellige Landschaft, eine Hochebene, rings umgeben von den gletscherspendenden Gebirgsketten. Aber ob auch kein feuerspeiender Berg hier mehr brennt, wenn auch nicht Lava- und Aschengüsse aus dem Erdinnern hervorbrechen — so sind doch die unterirdischen Kräfte nicht ganz zur Ruhe gekommen. Ein Netzwerk von grossen und kleinen Spalten durchsetzt die Kalkschichten, und die in die Erde eindringenden Regenwasser begegnen den heissen Dämpfen, welche von unten nach oben streben. Sie verbinden sich mit einander, die überhitzten Wasser lösen den Kalk des Grundgebirges auf, und kommen als heisse kalkhaltige Quelle zu Tage. Das Wasser sprudelt, kühlt sich ab und verdunstet. Der Kalk wird ausgeschieden und setzt sich um die heisse Quelle zu Boden. Algenrasen überziehen das Quellenbassin, unbekümmert um die bis 70° C hohe Temperatur des Wassers. Auch sie scheiden auf organischem Wege Kalk aus dem Quellwasser ab, und so baut sich um die Quellen ein mächtiges Lager von Kalksinter auf.

Bei Mammuthotsprings sehen wir einen weissen Sinterstrom wie einen Gletscher aus dem bewaldeten Thal hervordringen. Fast 200 m über uns beginnt er mitten unter dunkelgrünen Fichten, dann stürzt er wie ein Wasserfall in grossen und kleinen Alabastercascaden 1 km breit in die Tiefe. Ueberall dampft das siedende Wasser, lustig flatternde weisse Wölkchen heben sich von dem blauen Himmel ab, und wie an den Cascaden von Wilhelmshöhe, so rinnt das Wasser auf

[1]) J. Walther, Allg. Zeitung 1892, Beilage No. 299.

der Vorderwand jeder Stufe rieselnd herab. Langsam ersteigen wir auf vielgewundenem Pfad den Kalksinterberg. Alle Felsen sind morsch, dumpf dröhnt der Boden unter unserm Schritt. Einen Fuss oder einen Meter hoch erheben sich die halbkreisförmigen Sinterbecken übereinander. Ihr Rand ist mit Rippen und Wulsten verziert und glatt wie das zarteste Porzellan. Das Becken ist erfüllt von klarem krystallreinem Wasser und je nachdem rother Eisenocker, grüne Algenrasen oder tiefes kochendes Wasser die Bassins erfüllen, leuchten sie uns in gelbrothem, smaragdgrünem oder tiefblauem Glanze entgegen. Endlich haben wir die Höhe erreicht und sehen ein System wassererfüllter Becken von den buntesten Farben, eingesenkt in die gelbweise Sinterfläche. Das mittlere Becken ist zart himmelblau, darin sprudelt und perlt das heisse Wasser unruhig empor, die Ränder sind mit olivgrünen Algenrasen malerisch umsäumt. Ein anderes Becken ist gelbroth, sein Boden ist bedeckt mit fingerförmigen Kalkzapfen, deren weisse Spitzen die Wasserfläche berühren. Ueberall dampft und rauscht und brodelt und rieselt das klare Wasser und strömt unaufhaltsam dem Terassenabhang zu, auf dem wir heraufgestiegen sind. Wir treten an den Absturz und sind aufs Neue überrascht durch das farbenreiche Bild. Von oben sehen wir in alle die Wasserbecken hinein, deren Ränder wir beim Aufstieg bewunderten. Halbmondförmig schliesst sich ein Becken an das andere an; bald blendendweiss, bald braunroth, hier hellgrün, dort smaragdgrün, himmelblau oder ultramarin fügen sich die Wasserbecken aneinander, und das farbenreiche Bild wird umrahmt vom ernsten dunkeln Fichtenwalde. Nun verfolgen wir, wie mannichfaltig die Ursache und die Form der Sinterabscheidung ist. Auf dem einen Becken schwimmen papierdünne, durchscheinende Kalkblättchen, entstanden durch die Wasserverdunstung, sie werden schwerer, sinken unter, und am Boden bildet sich ein blättriger Kalksinter. Kleine Dampfblasen schweben langsam in dem Wasser empor. Sie umgeben sich mit zarten Kalkhüllen und eine Schicht zerbrechlicher Kalkkugeln von Erbsengrösse bedeckt den Boden. Hier sprudelt die Quelle lustig empor und umgiebt sich mit einem Kegel weissen, dichten Sinters, dort rieselt das Wasser über den zarten Spitzensaum dichter Algenrasen, und während die Algenfäden nach oben weiter wachsen, inkrustirt sich ihr unterer Theil mit stengeligem Kalkabsatz.

Bei Mammuthotsprings sehen wir als Unterlage der heissen Quellen eine Serie mächtiger Kalkbänke. Aus ihnen stammt der Kalksinter, dessen Bildung wir betrachtet haben. Die Bildung desselben begann schon vor der Eiszeit, und man hat berechnet, dass zu dem Absatz der Sinter von Mammuthotsprings 25000 Jahre nöthig waren.

Wir verlassen das kalkige Grundgebirge und gelangen auf die Rhyolithdecke, welche über den Kalk weggebreitet ist. Am „Goldenen Thor“ sehen wir Lavafelsen, am Bibersee einen Strom vulkanischen Glases, und bald sind wir auf der Höhe des Rhyolithplateaus, das sich bis zu dem fernen Fuss der Gebirgskette erstreckt. Hier müssen die aus dem Erdinnern aufsteigenden Dämpfe nicht nur die Kalkschichten, sondern darüber noch eine 300 m dicke Lavadecke durchdringen, ehe sie an die Erdoberfläche gelangen. Am Yellowstonecañon haben wir Gelegenheit zu sehen, welche Einwirkung diese Dämpfe auf das kieselsäurereiche Gestein haben mussten.

Das 300 m tiefe Thal, das wir in einer Länge von 8 km überschauen, besteht aus schwefelgelben, rothbraunen, braunrothen und ziegelrothen Felsen und Schutthalden, welche steil, oft beinahe senkrecht, und vegetationslos emporsteigen. Wohl dringt von oben der Wald in einzelnen dunkelgrünen Zungen an den hellgelben Gehängen hinab, wohl klettert vom Fluss, aus der Tiefe, die Vegetation in schmalen Streifen muthig an den Felsen herauf, aber die grossen Flächen des malerischen Bildes entbehren des grünen Pflanzenschmuckes und prangen in den natürlichen Farben der zersetzten Rhyolithfelsen. Zacken und spitze Nadeln härterer Felspartien sind von der Verwitterung ausgespart nnd ragen kühn aus den Abhängen hervor. Wie die Zähne eines Sägeblattes sehen wir scharfe Felsengrate vom Fluss beginnen und emporsteigen bis zu dem Waldessaum.

Betrachten wir jetzt mit gelogischem Blick die Felswände, so sehen wir ein Netzwerk schwefelgelber Adern dieselben von unten bis oben durchziehen. Es sind die Spalten, auf denen die Zersetzung des Rhyoliths am weitesten gediehen ist. Das einstmals feste Lavagestein ist morsch und bröckelig, locker und zerreiblich geworden, und die Analyse zeigt nns, dass sehr bedeutende chemische Veränderungen in demselben vor sich gegangen sind. Vor allen Dingen erkennen wir, dass ein Theil der Kieselsäure aus dem Gestein entfernt und weggeführt worden ist. Wir müssen weiter reisen, wenn wir sehen wollen, wo diese Kieselsäure hingekommen ist. Eingesenkt in die Hochebene sind einige grössere Thalmulden. Wir nähern uns durch schönen Fichtenwald dem „Norris Basin“, und nachdem wir einen flachen Bergrücken überschritten haben, liegt vor uns eine blendend weisse Fläche, vielfach eingreifend in den umgebenden Wald. Das 2 km breite Thal scheint eine Reihe von Hüttenwerken zu enthalten, denn überall dampfen und qualmen weisse Rauchwölkchen empor. Wir kommen näher, da erhebt sich aus einem meterhohen weissen Kegel ein Wasserstrahl, springt 10 m mit eleganter Fontaine in die Höhe, sinkt wieder in sich zurück, und wenn wir den weissen Kegel näher betrachten, so sehen wir auf seiner Spitze ein 50cm breites Loch, das sich nach unten in einen wassererfüllten Kanal fortsetzt. Die weisse Fläche, welche den Boden bedeckt, ist Kieselsinter, in dem Hunderte von heissen Quellen sprudeln, während eine Anzahl Sinterkegel die Geysirmündungen darstellen. Man zählt im Nationalpark 84 Geysir und 4000 heisse Quellen, welche in einzelne Bassins vereinigt angeordnet sind.

Die Dämpfe des Erdinnern, welche durch Spalten der Erdrinde emporgedrungen sind, ziehen auf engen nnd weiten Klüften durch die 300 m dicke Rhyolithmasse. In ihr begegnen sie den von oben eindringenden, im Gestein circulirenden Gewässern, erhitzen dieselben und geben ihnen die Kraft, die Rhyolithe intensiv zu verändern nnd zu zersetzen. Beladen mit der aufgelösten Kieselsäure, erreichen sie als beständig fliessende heisse Quelle, oder als intermittirend aufschäumender Geysir die Erdoberfläche. Theilweise durch Verdunstung und Abkühlung des Wassers, theils unter Mitwirkung von Algen scheidet sich die Kieselsäure aus, und so ist die Erdoberfläche in der Umgebung der Geysire bedeckt mit weissem Kieselsinter. Diese Kieselausscheidung erfolgt viel langsamer als die Kalksinterbildung von Mammuthotsprings, welche wir oben schilderten, und so können wir alle

Stadien der Geysirbildung nebeneinander verfolgen. Ein sehr junger Geysir ist der „Monarch“. Hier dringt das Wasser direkt aus unregelmässigen breiten Klüften des zersetzten Rhyolithgesteins. Kein Sinter ist noch abgesetzt und das Kanalsystem dadurch noch nicht verkleidet.

5. Indem die heissen Wasser jahrelang aus ihrem Schlund empordringen, zersetzen und erweichen sie immer mehr das Gestein, und so entstehen jene Schlammgeysire, wie sie öfters beobachtet werden. Südlich vom Cañon kann man einen Mudgeysir in voller Thätigkeit sehen. Wenige Schritte abseits von der Strasse ist ein höhlenartiger Trichter von 10 m Durchmesser, in dessen Innerm ein bleigrauer Schlamm unruhig brodelt und kocht. Ueber dem Höhleneingang hängt halbvertrockneter grauer Schlamm in Fetzen herab, und giebt dem Ganzen einen überaus widerlichen Charakter. Mit einem Male beginnt es in dem Schlammkessel zu wallen und zu poltern, gewaltige Dampfblasen steigen auf und, indem sie zerplatzen, werfen sie Schlamm nach allen Seiten. Dann bricht eine wahre Salve von Unrath und missfarbigem Schlamm mit infernalischem Getöse hervor und schleudert den kochenden Schlamm rings umher. Gar mancher Geysir, welcher jetzt schönes klares Wasser in eleganten Springbrunnen emporsteigen lässt, hat voreinst schlammig trübes Wasser von sich gegeben, ein Beweis, dass der Geysir seinen eigenen Schlot erst reinigen und mit Sinter überkleiden muss, ehe er seiner Vollendung entgegengeht. Fertige Geysire beobachtet man in allen Dimensionen; von dem kleinen Modeloder Minut-Geysir, der alle Minuten eine zwei Fuss hohe Fontaine auswirft, bis zu der Giantess, welche alle 14 Tage „spielt“ und dabei eine 30 m hohe Wassersäule emporsendet. Wechselnd wie die Länge der Ausbruchsperioden ist auch die Form und Grösse der Sinterkegel. Der Oblong-Geysir erhebt sich aus einem flachen Wasserbecken, während der Castle-Geysir einen 30 m breiten und 6 m hohen Kieselkrater um sich aufgebaut hat. Der Giant steigt in einer einzigen Wassersäule empor, der Grotto sendet kochende Wasserstrahlen launenhaft durcheinander, während der Excelsior eine gewaltige Garbe von Wasserstrahlen gen Himmel steigen lässt.

II. Die Erosion vulkanischer Berge erfolgt an jüngeren Vulkangebieten anders als an älteren Vulkanen. Denn die jedem Reisenden wohlbekannte Armuth an Quellen, welche jüngere, frisch entstandene Vulkane aufweisen, ist der Grund für die Seltenheit continuirlicher Wasserläufe. Die Regenwasser, welche am Vulkanberge herniederstürzen, transportiren grosse Mengen von verwittertem Material und unverkitteter Asche ein Stück bergab, dann versiegt aber das Wasser in dem lockeren Untergrund. Nur ältere, durch lange Verwitterung thonreich gewordene Vulkane haben zahlreiche Quellen und dauernde Wasserläufe auf ihren Abhängen. In dem Maasse, wie der Vulkan altert, mehren sich die dauernden Wasserläufe, und transportiren grosse Mengen von Gesteinsschutt zu Thale. Die durch Verwitterung oder Unterwaschung gelösten Lavablöcke werden entkantet und gerundet, und füllen das Bett des Baches mit groben oder feineren Geröllen. Tief schneiden sich die Gerölle durch Corrasion in den weichen Tuffboden und bilden schmale Erosionsrinnen, begrenzt von steilen Wänden. Am Nordabhang der Somma kann man erkennen, dass diese Erosions-

thäler in der Regel zwischen Lavaströmen dahinlaufen, weil die nicht von Lava geschützten Tuffmassen der Erosion weniger Widerstand leisteten. So bedecken sich die Flanken der Vulkankegel mit radial ausstrahlenden Erosionsrinnen, welche durch den Lauf der Lavaströme oft sichtlich präformirt sind, und die als Barrancos bezeichnet werden, wenn sie die ganze Kraterwand durchschneiden. Bei Pawenang[1]) ist das Bett des Tji-Manuk mit Millionen von vulkanischen Geschieben erfüllt, über und zwischen welchen das trübe lehmige Wasser schäumend dahinstiebt. Nach starkem und anhaltendem Regen tritt der Fluss über seine flachen Ufer, die etwa 1,5 m hoch sind, und verwandelt die ganze Umgegend in einen See. Es scheint, dass diese ganze Ebene aus einem über 6 m mächtigen Lager von Geschieben, oder mehr oder weniger abgerundeten Gesteinstrümmern gebildet ist, das in vielen Aufschlüssen ansteht. Neben den gröberen Geröllen bilden sich an anderen Stellen sandige Schichten und Lehmlager, entstanden durch die Saigerung der vom Flusswasser herabgeführten Massen. Die Länge der Flussläufe und die Neigung des Untergrundes bestimmen hierbei die Anordnung und Vertheilung der Ablagerungen. Erloschene Eruptivkrater, maarähnliche Explosionsbecken oder durch Lavaströme abgedämmte Thalerweiterungen geben Veranlassung zur Bildung 6. von Kraterseen, die vielfach als Sammelbecken für die Bäche und ihr transportirtes Material dienen. Der Nemisee zeigt an seinem Nordende ein flaches Delta, welches allmälig vorrückend den ganzen See auszufüllen droht. Am Tangkuban-prau auf Java sind die flachen Abhänge des Kraters von tiefen Furchen und kleinen Thälern durchschlängelt, die das Regenwasser in ihren lockeren Schuttmassen ausspült, und die alle nach der Mitte des Kraters convergiren, wo das Regenwasser zu kleinen Seen anschwillt, welche, durch die aufsteigenden Dämpfe und Gasarten erhitzt, in brodelnder, scheinbar kochender Bewegung erhalten und mit vulkanischer Asche vermengt, zu Schlammpfützen, zu heissen Morästen von aschgrauer Farbe, die hier und da ins Gelbliche spielt, umgeschaffen werden.

Auf dem Boden des Askjakraters fand Thorrodsen einen 3 km breiten See. In einem benachbarten kleineren Krater besteht der Grund aus einem bläulichgrünen Thonbrei, welcher beständig brodelt.

Die kleineren, „Paintpot“ genannten Schlammbecken im Yellowstonepark sind mit weissem, gelbem oder röthlichem Thonbrei erfüllt.

7. Die Telega Bodas auf Java ist ein Alaunsee, dessen milchweisse Farbe von schwefelsaurer Thonerde herrührt, die als feines Pulver den Seeboden bedeckt.

8. Schlammige Moräste und Seen sind auf Java weitverbreitet. Der Schwefelsee Kawah-Patua enthält ein weissliches Sediment, bestehend aus zersetztem Trachyt und Alaun. Alle Lava, die am Ufer gefunden wird, ist durch saure Dämpfe und saures Wasser zersetzt.

9. Bei[2]) solchen Vulkanen, welche Kraterseen und Schlammbecken besitzen, bilden sich während heftiger Eruptionen Spalten in den Seewänden, und die auf ihrem Boden befindliche Schlammmasse strömt als Schlammstrom zu Thal. Wenn gleichzeitig starke Regenmengen

1) Junghuhn, Java, II, S. 420.
2) Junghuhn, Java, II, S. 717, 112, 121, 320, 493, 639.

herniederstürzten und die Seebecken anschwellen, dann verheeren diese „Schlammlaven“ das umliegende Land auf weite Entfernung. Am 8. Oktober 1822 ergoss sich vom G. Gelungung ein Schlammstrom, der mit heissem Wasser und Steintrümmern vermengt war, alle Dörfer im Umkreis überströmte und in einen dampfenden Pfuhl von blaugrauer Farbe verwandelte, der mit Kadavern von Menschen und Thieren, mit Häusertrümmern und zerbrochenen Baumstämmen übersäet war. Wild brachen durch diese Schlamm- und Trümmermassen die Bäche Tji-Kunir und Tji-Wulan hindurch; sie waren zu tobenden Fluthen angeschwollen, die Alles auf ihrer Bahn zerstörten. Das Terrain war 12—20 m hoch mit Auswurfsmassen bedeckt.

Da viele Schlammmassen, direkt aus dem Krater geschleudert, in der Umgebung niederfielen, so blieben manche Dörfer verschont, während andere benachbarte Orte verwüstet wurden. Das weitere Vorrücken dieser Trümmermassen ist mit der Bewegung eines Bergschlipfs zu vergleichen. Die scharfeckige Beschaffenheit fast aller Trümmer beweist, dass die Corrasion nicht gross gewesen ist, und dass dieselben durch schlammiges Wasser in der Schwebe gehalten wurden.

Am G. Merapi schwollen am 5. Januar 1823 die Bäche auf der West- und Südwestseite ausserordentlich an, und mit einem ungeheuren Getöse wälzten sich in den tiefen Klüften derselben dampfende Fluthen von heissem Wasser, das mit Asche, Sand und Gesteinstrümmern erfüllt war. Vielfach traten diese Schlammströme über die Ufer aus.

Am G. Kelut strömten bei grösseren Eruptionen ungeheure Schlammströme aus; das Wasser war gelb und schien viel Schwefelsäure zu enthalten. Nachdem das Wasser vertrocknet war, bildeten sich öde Sandflächen.

Der schiffbare Fluss Kali-Brantes, der alle Bäche des G. Kelut aufnimmt, schwoll ungeheuer an, und wälzte eine solche Masse entwurzelter oder abgebrochener Baumstämme nebst todten Büffeln, wilden Stieren, Affen, Schildkröten, Krokodilen und Fischen mit sich fort, dass eine grosse Brücke davon hinweggeführt wurde. Das Wasser war schwarz, lauwarm und stank nach Schwefelwasserstoff.

III. Ein wichtiges Transportmittel für vulkanische Aschen ist die Deflation, deren Wirkung man von Island bis nach Java leicht beobachten kann.

10. Auf Island[1] werden Sandstürme oft dem Reisenden gefährlich. Der Flugsand wird schon durch den leisesten Windstoss aufgetrieben, füllt Augen und Ohren, und dringt überall ein. Auf den Sandebenen täuscht die Fata morgana Seen und Häuser vor. Einen sicheren Beweis für die Gewalt der Südstürme boten die harten Doleritklippen, in welche auf der Südseite tiefe unregelmässige Furchen eingravirt waren infolge des steten Anschlagens von kleinen Steinen, welche der Wind gegen die Oberfläche der Felsen antreibt. Durch einen Sandsturm wurde die Luft so verdunkelt, dass man nur wenige Schritte weit sehen konnte. Kies und kleine Steine schlugen den Reisenden beständig um die Ohren. Die Flugsandebene war 20 km lang. Häufig

1) THORODDSEN, Eine Lavawüste im Innern Islands. Petermanns Mitth., XXXI, 1885, S. 284, 287, 290, 291, 293, 329, 330, 332.

sind kleine Wirbelwinde, welche in grossen Kreisen über die Ebene fegen. Flugsand bedeckt oft die rauhe Oberfläche der Lavaströme und bildet eine horizontale Anflagerungsfläche. Manche Seen, z. B. der Svartarvatn, werden durch Flugsand ausgefüllt.

Auf Java bereiste JUNGHUHN[1]) das Sandmeer Dasar. Unaufhörliche Sandwolken umhüllten die Expedition, und der Weg war nur nach Steinhaufen zu verfolgen, die zu diesem Zweck aufgeschichtet sind. Am G. Tengger ist der Sandboden stark erhitzt und der das ganze Jahr wehende Ostwind treibt eine Menge Sandwolken wirbelnd auf. Die Oberfläche des Sandes ist dunkelgrau und von kleinen Rippelmarken bedeckt. Bei trockenem Wetter heben vertikale Luftströme den Sand empor; dann sieht man Sandhosen an ein Dutzend Stellen zugleich durch das Sandmeer wirbeln und sich mit grosser Schnelle fortbewegen. Kleine Sanddünen entstehen hier und da, die Wege verwehen vom Flugsand, und alle Spuren verschwinden. Am G. Merapi ziehen zahllose Sandhosen über die verödeten Sawahflächen.

IV. Eine dritte Transportkraft liefert die Exaration. Gletscher bedecken grosse Flächen auf polaren Vulkanen, und sogar dem tropischen Kilimandscharo sind sie nicht fremd.

11. Am[2]) Ende des Gletschers, der zwischen Eyjafjalle-Jökull und dem Myrdals-Jökull auf Island liegt, strömt ein grosser Gletscherstrom heraus, dessen weisses Wasser nach Schwefelwasserstoff riecht. Ununterbrochen werden die Endmoränen von reichlichen Wassermengen durchspült, ausgewaschen, umgelagert und schliesslich vollständig in geschichtete Massen verwandelt, denen auch dann noch nicht die geschrammten Geschiebe vollständig fehlen. Abgeschliffene und geschrammte Felsoberflächen finden sich an zahllosen Stellen, meist auf hartem Basalt, bisweilen sogar auf festeren Tuffgesteinen. Häufig sind die Schrammen 1 cm tief. Rundhöcker sind im Allgemeinen in den Thälern seltener als auf den Hochflächen; Riesenkessel sind in Island sehr selten. Die isländischen Moränen bestehen aus kleinen und grösseren Geschieben, zwischen denen nur wenig Sand und Schlamm vorhanden ist. Eine recente Endmoräne am Solheima-Jökull hatte folgende mechanische Zusammensetzung:

Körner über 2 mm	49,6 %
„ von 2 —1 mm	6,8 „
„ „ 1 —0,5 „	5,7 „
„ „ 0,5—0,1 „	10,8 „
„ „ 0,1—0,05 „	5,2 „
Staub und feinste Theile	21,9 „

also mehr als die Hälfte bestand aus grandigem Material, doch fand KEILHACK auch Moränen, die sich im äusseren Aussehen in nichts von dem charakteristischen blaugrauen unteren Geschiebemergel unterschieden, abgesehen von dem reichen Gehalt an vulkanischen Gesteinen und dem Mangel an Kalk. Eine solche Moräne enthielt:

1) JUNGHUHN, Java, II, S. 558, 572, 584, 295.
2) KEILHACK, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1886, S. 444, 435.

Körner über 2 mm		7,4 %
„ von 2 —1	mm	6,9 „
„ „ 1 —0,5	„	13,8 „
„ „ 0,5—0,1	„	26,9 „
„ „ 0,1—0,5	„	20,2 „
Staub und feinste Theile		24,8 „

Auf den Hochflächen Islands sind die grösseren echten Grundmoränen nicht in grösseren zusammenhängenden Decken entwickelt, sondern zum grössten Theil durch die Schmelzwasser des Eises aufgearbeitet und zu geschichteten Sanden umgelagert, innerhalb deren nur untergeordnete kleine Partien von echten Moränen sich finden. Echte Endmoränen sind selten. Dagegen sind Moränenseen von länglicher Form leicht von den runden Kraterseen zu unterscheiden. Vor dem Gletscher von Fulilackr, dem ein reissender Strom entspringt, lag ein Aås etwa 15 m hoch, rechtwinklich zum Ende des Gletschers und mehrere hundert Schritt parallel mit dem Flusse laufend. Dieser Geröllrücken war nach wenigen Jahren verschwunden. Die[1]) Ausbrüche des Vatna-Jökull sind jedesmal von grossartigen Veränderungen des Skeidararjökullgletschers begleitet gewesen, welcher stets geschmolzen ist, und die 20 km breite und 30 km lange Sandebene Skeidararsandur überschwemmt hat.

Durch das Zusammenwirken von Schmelzwasser, Wind und Eis entstehen in den polaren Vulkangebieten sehr komplicirte Ablagerungen und Denudationserscheinungen. Am Vatnajökull sind die Gletscherschrammen oft ganz beseitigt durch die Furchen, welche der treibende Sand geschliffen hat. Die zahlreichen trüben Gletscherbäche führen eine Menge Schlamm hinab ins Tiefland, und längs des ganzen Gletscherrandes finden sich gelbliche schlammige Lehmflächen, bisweilen auch grobkörnig und mit Blöcken besäet. Der Wind wirbelt hier Sandwolken auf und so wird dasselbe Sandkorn erst durch Exaration, dann durch Erosion, endlich durch Deflation transportirt, oder wird sogar endlich im Brandungsgebiet ein Spiel der Abrasion. Wenn man längs des Gletscherrandes reist, so versinken bald die Pferde bis an den Bauch in Schlamm, dann verwunden sie sich wieder an scharfen Lavazacken während sie sich durch den Gletscherschlamm hindurcharbeiten, oder sie müssen sich ihren Weg durch blockbedeckte Bachbetten suchen — kurzum die Mannigfaltigkeit der Ablagerungen ist eine überaus grosse.

Die Vulkane der gemässigten und tropischen Zone sind nur selten durch Gletscher ausgezeichnet, doch begegnen wir solchen im tropischen Afrika. Am Kilimandscharo[2]) kommen Oberflächenmoränen auf dem Eis nicht vor, weil über demselben keine Felspartien stehen, von denen der Schutt auf den äusseren Mantel herabfallen könnte. Wohl aber finden sich vom Grundeis gebildete Endmoränen und mehrfach Spuren von Gletscherschliff an den Felswänden, insbesondere in einem Thal unter dem Ratzelgletscher, wo die wild durcheinander gewundene Fladenlava 10 m über der Thalsohle durch lange oberflächliche Einschnitte, welche dem Thalgrund parallel laufen, gleichmässig geritzt ist.

1) Thoroddsen, Petermanns Mitth. 1885, S. 333, 337.
2) Hans Meyer, Ostafrikanische Gletscherfahrten, S. 277.

12. Von organischen Ablagerungen begegnen wir Humuslagern. Der Lavastrom[1]) des Bardarthales auf Island ist 110 km lang. Am Vulkan ist er noch vollständig vegetationslos, dann kommen 25—30 km, wo etwas Moos, einige Grashalme und etwas Zwergweiden fortkommen, und von da nimmt die Vegetation immer mehr zu, bis bei Lundabrekka ein ziemlich dickes Torflager oben auf der Lava ruht. Bei Reykjanes bildet *Racomitrium lanuginosum* eine Humusdecke.

Ausgedehnte Humuslager findet man auch auf anderen Vulkangebieten, besonders reichlich in Java[2]). Auf dem G. Slamat bildet vermoderter Humus und zersetzte vulkanische Asche eine fruchtbare schwarzgraue Bodenart. Weite Strecken des Kesselthales Ambarawa scheinen aus Moorgrund zu bestehen und eine erhärtete Torfkruste von 2—7 m auf noch weichen moorigen Massen zu tragen. Im Jahre 1838 ereignete sich ein Durchbruch des breiartigen Moores, das mit Trümmern halbvermoderter Baumstämme bedeckt war, durch eine Stelle der Torfkruste wo diese 2—3 m dick und aus lauter dünnen parallelen Schichten zusammengesetzt war. Der Ausbruch geschah mit Getöse plötzlich des Nachts und erhob das ebene Land um 10 m, während aus dem Centrum des Moosberges der schwarze Humusbrei hervorquoll. Die senkrecht abgebrochenen geschichteten 2 m dicken Wände der Kruste fielen wie die Schichten eines „Erhebungskraters" nach aussen, doch war die Rinde auch am Rande vielfach von Spalten zerbrochen. Oestlich von Seragen begegnet man fruchtbaren Graswäldern und einem nussbraunen bis schwarzen Boden, der durchnässt ein feiner Schlamm ist, getrocknet aber eine harte Kruste bildet. Am Fuss des G. Semeru sind viele Urwälder, in denen der Fuss bis zum Knöchel in breiigen Humus einsinkt.

Eine besondere Art vegetabilischer Ablagerungen sind auch die bei vulkanischen Eruptionen verwüsteten Wälder der javanischen Vulkane. Die Wälder[3]) unterhalb Kandang Badak mit 20 m hohen Bäumen sind strichweise umgeworfen und bilden lange, ziemlich schmale Streifen von Bäumen, die in der Regel mit der Wurzel ausgerissen, selten über der Wurzel abgeknickt sind; nur wenige sind blos um 45° gebogen. Alle Bäume sind bergab gefallen und wurden jedenfalls durch den Sturm umgebrochen.

Humusreiche Ablagerungen mit regelmässiger Schichtung bilden sich jedenfalls auch in vielen Kraterseen, und wenn man im Herbste am Lago d'Agnano die grossen Mengen Blätter von den Bäumen herabfallen und in den See sinken sieht, so versteht man, wie leicht hier dunkle kohlige Thonabsätze gebildet werden.

In keinem Faciesgebiet ist die Diagenese und Metamorphose der gebildeten Ablagerungen eine so starke, wie auf vulkanischem Boden. Die Wirkung der Fumarolen und Solfataren, die heissen Dämpfe und heissen Quellen zersetzen und verändern vielfach die chemische und physikalische Beschaffenheit der dort gebildeten jungen Gesteine. Die Kontaktmetamorphose verändert nicht nur unvulkanische Nebengesteine, sondern ebenso Laven und Tuffe, und bildet neue Produkte. So können mehrere hundert Meter mächtige Ablagerungen ver-

1) Thoroddsen, l. c., S. 290.
2) Junghuhn, Java, II, S. 169, 262, 530.
3) Junghuhn, Java, II, S. 31.

ändert werden und ihre ursprünglichen Eigenschaften gegen sekundäre Charaktere eintauschen. Ein ausgezeichnetes Beispiel, um die Intensität derartiger Metamorphosen zu erkennen, bietet das 300 m tiefe Cañon des Yellowstoneflusses in Nordamerika, von dem wir schon S. 824 berichteten. Das Thal, das wir auf eine Länge von 8 km überschauen, besteht aus schwefelgelben, rothbraunen, braunrothen und ziegelrothen Felsen und Schutthalden, Zacken und Felsnadeln, zwischen denen der dunkelgrüne Wald von oben in schmalen Zungen herab, und grüne Moospolster vom Ufer des Flussbettes heraufdringen. Die ganze Gesteinsmasse ist zersetzter Rhyolith. Das geübte Auge vermag wohl Gänge von Decken, Laven von Tuffschichten zu unterscheiden, aber im Allgemeinen sind alle diese verschiedenen Gesteine durch Verwitterung und Metamorphose so gleichartig geworden, dass man sie als eine einheitliche strukturlose Masse zu betrachten geneigt ist. Ein Netz schwefelgelber Adern durchzieht die Felswände und zeigt uns die Wege, auf denen die Zersetzung ihre Arbeit begann, und wo diese am weitesten vorgeschritten ist.

Nördlich der Solfatara bei Neapel ist ein Trachyttuff durch die Einwirkung vulkanischer Dämpfe zu einem blendend weissen Thongestein zersetzt, in dem der Eisengehalt als kugelige Concretionen vertheilt erscheint.

Ebenso wenig wie ein Wirbelthier mit allen seinen Weichtheilen fossil zu werden pflegt, so wenig werden Vulkane in demselben Zustand, wie sie gebildet wurden, in die Erdschichten fossil eingefügt. Mehr als bei irgend einem anderen Faciesbezirk spielt die nachträgliche Denudation eine massgebende Rolle, und verändert die Form und Gestalt der Ablagerungen so gründlich, dass fossile Vulkane als solche ungemein schwer wieder zu erkennen sind. Es besteht nicht nur zwischen Lava und Tuff ein wesentlicher Härteunterschied, sondern die Lavaströme selbst sind an verschiedenen Stellen ihrer Länge verschieden fest. Die glühende Beschaffenheit des Lavastromes bringt es mit sich, dass, wenn der Nachfluss von Magma aus der Eruptivspalte aufhört, doch das Vorderende des Stroms noch weiter fliesst, und infolgedessen das dem Krater zugewandte Ende schliesslich nur aus der verhärteten Rinde besteht, aus welcher das noch flüssige Innere weiter floss. Nur das Stromende ist also unter allen Umständen eine kompakte Lavamasse, nur dieses bleibt erhalten, wenn die Denudation längst den proximalen Theil des Stromes zerstörte.

Tuffschichten werden leicht denudirt; nur wo sie im Schutz einer Lavadecke liegen, da bleiben sie lange erhalten, und man wird also an einem fossilen Vulkan die Tuffschichten unter den Lavadecken zu suchen haben. Fest und unverwüstlich dürfte besonders der Vulkankern sein, d. h. jene Lavamasse, die nach dem Anfhören der eruptiven Thätigkeit am Grunde des Kraters, im Innern des Aschenkegels erstarrte; und so bleiben von einem hohen Vulkanberg schliesslich der Vulkankern, die Stromenden, diejenigen Tuffschichten, welche durch Lava geschützt waren, und die Lavagänge, die bedeutendere Mächtigkeit besassen, allein übrig; und es ist oft eine schwierige Aufgabe, aus diesen zerstreuten Theilen, durch korrelative Betrachtung recenter Vulkane die Zusammengehörigkeit der Ablagerungen richtig zu ergänzen.

21. Das Litoralgebiet.

Der litorale Faciesbezirk besteht aus dem Strand und der Schorre, und repräsentirt also denjenigen Küstensaum, dessen Ablagerungen unter dem wechselseitigen Einfluss festländischer und mariner Bedingungen entstehen. Das Litoralgebiet gehört zum Festland, denn der Strand ist immer landfest, und an Küsten, welche den Gezeiten unterworfen sind, ist die Schorre nur insoweit ein Theil des Litorals, als sie bei Ebbe trocken liegt.

Wir glauben den festländischen Charakter des litoralen Faciesbezirkes hier besonders betonen zu müssen, weil manche Geologen mit dem Worte „Strandbildung“ die Idee der Wasserbedeckung verknüpfen, und nicht bedenken, dass alle Küsten ohne Fluth und Ebbe einen Strand haben, der nur ausnahmsweise bei hohem Wellengang vom Wasser bespült wird. Der Volksmund bezeichnet mit dem Worte Strand immer ein landfestes Gebiet, und rechnet die Schorre nur dann dazu, wenn sie die Fluth verlassen hat.

Bei Besprechung des litoralen Lebensbezirks haben wir das Litoralgebiet als den äussersten Grenzsaum des Oceans geschildert, aber dabei doch den marinen Charakter seiner Organismen betonen zu müssen geglaubt. Obwohl sich der Faciesbezirk des Strandes mit dem Lebensbezirk des Litorales geographisch deckt, so erfolgt doch die Bildung der Gesteine im Gebiet des Strandes viel mehr unter dem Einfluss festländischer als mariner Kräfte, und deshalb glauben wir hier den Strand als einen Theil des Festlandes schildern zu müssen. Der marine Charakter des Strandes prägt sich hauptsächlich darin aus, dass er von den Klimazonen wenig beeinflusst wird. Der festländische Charakter des Strandes liegt in dem Vorwiegen von Sedimenten, die wir in den Faciesbezirken des Festlandes verbreitet sehen; und der Sprachgebrauch der mit dem Worte Strand ausnahmslos den äussersten Streifen des Festlandes bezeichnet, unterstützt diese Ansicht.

Wenn eine Küste steil zum Meere abfällt, oder wenn sich an ihr das Wechselspiel der Gezeiten nicht geltend macht, dann scheint die Grenze des Strandes gegen das Meer fest und unverrückbar zu sein, und doch haben uns die Untersuchungen der letzten Jahre auch hierin eines Besseren belehrt. Wir wissen jetzt, dass die Stabilität der Strandlinie eine nur scheinbare ist, dass sie im Laufe der Zeiten beständig auf und ab oscillirt. Da aber hierbei die Breite und Ausdehnung des

Strandes unaufhörlich verändert und verlagert wird, so ist der Faciesbezirk des Strandes der wechselvollste unter allen Regionen der Erdoberfläche.

Das Klima des Litorals wird von meteorologischen und lithogenetischen Faktoren beherrscht, die, vielleicht mit Ausnahme des Polargebietes, über die ganze Erde gleichmässig vertheilt sind; und deshalb sind auch die litoralen Ablagerungen von sehr einheitlichem Charakter.

Am[1]) Morgen erwärmt sich das Land rascher als das Meer; die erwärmte Luft über dem Lande dehnt sich nach oben aus, und die Landluft fliesst in der Höhe nach dem Meere zu, wodurch unten eine vom Meer nach dem Lande gerichtete Luftströmung, der Seewind entsteht. Bei Nacht verhält es sich umgekehrt; das Land erkaltet rascher als das Meer; in den höheren Schichten strömt die wärmere Seeluft nach dem Lande zu, und bewirkt eine untere, ausgleichende Luftbewegung vom Lande nach der See, den Landwind.

In den Morgen- und Abendstunden, zwischen dem Windwechsel herrscht Windstille an der Küste, sofern nicht andere Luftbewegungen das Gleichgewicht stören. Dieser regelmässige Wechsel der See- und Landwinde hat zur Folge, dass alle durch die Wellen und die Küstenströmung auf den Strand beförderten Sedimente einer beständigen Reinigung und Aufbereitung unterworfen sind. Aus dem unerschöpflichen Schoosse des Meeres wird sandiger Schlamm, feineres und gröberes Material beständig auf den Strand geworfen. Der Wind entführt die leichten Staubtheilchen, und so ist das vorherrschende Sediment des Strandes ein reiner, staubfreier Sand, der sich zu hohen Dünen aufbaut.

Der Strand umfasst aber gleichzeitig jenes Gebiet, das der Schauplatz der Abrasion ist. Beständig arbeiten die Wellen modellirend und verändernd an der Küste, schaffen hier aus dem felsigen Ufer ein Trümmerfeld grober Blöcke, dort eine mit runden Geröllen bedeckte Fläche, und neben dem sandigen Flachstrand begegnen wir in geschützten Buchten feinem mehlartigem Lagunenschlamm.

Der Strand ist die Pforte für den Eintritt festländischer Verwitterungsprodukte. Wind und Wasser und Gletscher tragen ungeheuere Massen fester Bestandtheile dem Meere zu, und liefern das Material für viele mechanische Ablagerungen.

Im Polarlande tragen die Gletscher in ihrer Grundmoräne grosse Mengen von Gesteinsschutt ins Meer, auch Seitenmoränen wurden von v. Drygalski[2]) in Grönland mehrfach beobachtet.

Das Treibeis[3]) kann ebenfalls an polaren Küsten den Schutt des Strandes meerwärts verfrachten.

Sodann spielt an allen Küsten der Erde vom Pol bis zum Aequator die Deflation eine wichtige Rolle für den Transport festländischen Materials nach dem Meere.

Endlich tragen alle Flüsse grosse Mengen von Sand und Schlamm in den Ocean hinein, und häufen unter dem klärenden Einfluss des

1) Hann, Klimatologie, S. 106.

2) v. Drygalski, Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1892, No. 1, S. 20.

3) Hartmann, Einfluss des Treibeises auf die Bodengestalt der Polarländer, Diss. Leipzig 1891, S. 60 f.

Salzwassers diese Sedimente an ihrer Mündung zu ausgedehnten Deltas an.

Reich ist das organische Leben des Litorals, weil sich hier, wie wir S. 87 und 94 geschildert haben, Geobios und Halobios vermischen. Viele Litoralformen sind überaus euryhalin und eurytherm. So fand STUXBERG [1]) im Karischen Meer folgende Formen sowohl im —2,7 ° kalten salzigen Bodenwasser, wie in dem + 12 ° warmen beinahe süssem Wasser des Dicksonhafens: *Mysis sp. Diastylis Rathkei Kr. Idothea entomon L. Idothea Salinei Kr. Lysianassa sp. Pontoporeia setosa Stbry., Halimedon brevicalcar Goes, Molgula sp. Yoldia intermedia M. Sars, Yoldia (?) arctica Gray* und *Solecurtus sp.*

Ein besonders günstiges Feld ist das Litoralgebiet für die Entstehung von Bewegungsspuren, Kriechspuren u. s. w. Durch die Untersuchungen von NATHORST [2]) hat sich herausgestellt, dass viele, als „fossile Algen" beschriebene Skulpturen weiter nichts, als derartige Spuren sind.

I. Die mechanischen Ablagerungen des Strandes sind in erster Linie Produkte der Abrasion. Selbst der härteste Fels kann den Angriffen der Brandung nicht widerstehen, er wird in grobe Blöcke zerbrochen, diese werden durch die Wellenbewegung zu runden Geröllen und Kieseln abgeschliffen, feinere Theile werden zu Sand, und das feinste Material bildet in stillen Buchten einen thonigen Schlamm.

1. Eine Halde scharfkantiger Felsstücke liegt am Fusse der von der Abrasion bearbeiteten Steilküste, aber die beständige Wellenbewegung rollt und schiebt die Steine durcheinander, entkantet und enteckt dieselben und rundet sie zu Rollblöcken und Steinkugeln, die von den stürmischen Wellen mit gewaltigem Getöse hin und her bewegt werden. Der Felsenstrand wird zum Blockstrand.

Am eingehendsten sind die Strandwälle und Geröllterrassen der Küsten durch GILBERT [3]) besprochen worden, und wenn dessen Beobachtungen sich auch wesentlich auf die Küsten der grossen canadischen Seen beziehen, so sind dieselben doch auch typisch für die Verhältnisse der Meeresküsten, denn hier tritt nur das Phänomen der Gezeiten verändernd hinzu.

Die Geschwindigkeit der Wellenbewegung ist eine ziemlich grosse, während gleichzeitig die horizontale Bewegung der Wassertheilchen sehr gering ist. Ein Wassertheilchen nahe der Oberfläche beschreibt bei jeder Welle einen Kreis, kehrt aber nicht genau zum Anfangspunkt zurück, und infolgedessen bewegt sich die Wassermasse langsam vorwärts; daraus ergiebt sich eine Strömung gegen die Küste. Häufig ist der Verlauf der Küstenlinie nicht genau senkrecht zur herrschenden Windrichtung, und da durch die oberflächliche Wellenströmung jedes Geröll und jeder Sand an dem Strande in der Richtung der Windströmung hinaufgeschoben, durch die direkt senkrecht herablaufende Rückströmung des Wassers aber wieder dem Meere zu bewegt wird, so

1) NORDENSKJOELD, Umsegelung Asiens und Europas, I, S. 172.
2) NATHORST, K. Svenska Vetensk. Acad. Handl. 1886, Bd. XXI, No. 14.
3) GILBERT, Rep. U. S. Geol. Survey, V, 1885, S. 75.
Monogr. U. S. G. S, I, 1890, S. 23.

ergiebt sich für jedes Geröll ein zickzackförmiger Weg, an der Küste entlang, den man als „Küstendrift“ oder „Küstenstrom“ bezeichnet.

Wenn die von einer Küstendrift begleitete Küste plötzlich endet, und in eine Bucht umbiegt, so folgt die Strömung nicht der Küstenlinie, sondern setzt ihren einmal begonnenen Weg annähernd geradlinig fort, und hört da auf, wo das Wasser tiefer wird. Das Aufhören der Strömung bedingt den Absatz aller transportirten Gerölle oder Sandmassen an dieser Stelle; und so wächst eine schmale Bank, oder eine Halbinsel zungenförmig von der Küstenspitze in der Richtung der Küstendrift ins Meer hinein. Gerade wie bei der Bildung eines Eisenbahndammes, längs des fertigen Dammstückes neue Schuttmassen herbeigetragen und am Ende aufgeschüttet werden, so bildet das Meer einen mehr oder minder geradlinigen Damm weit hinaus von der Küste. Gelingt es dem Damm in geradliniger Fortsetzung jenseits der Bucht wieder die Küste zu erreichen, dann entsteht eine Nehrung, wie wir solche an vielen Küsten beobachten, und die Bucht wird zum Haff, oder zur Lagune.

Gröbere Gerölle, die der Bewegung der Küstendrift schwerer folgen können, häufen sich am Strande zu einer Schotterterrasse an, welche aus seewärts fallenden Schichten verschieden groben Materials besteht, deren Oberfläche aber stets eine fast horizontale Ebene darstellt. Und solche alte Strandterrassen, verkittet oder locker, sind ein ausgezeichnetes Merkzeichen des einstigen Meeresniveaus.

Die Gerölle sind von sehr verschiedener Form, je nach den Lithoklasen, welche das gerollte Gestein durchsetzten. Während schieferige und dünnplattige Gesteine zu flachen Scheiben umgearbeitet werden, entstehen aus unregelmässig zerklüfteten Felsarten eiförmige oder kugelige Gerölle.

Der Blockstrand ist, wie wir schon S. 98 zeigten, sehr reich an Organismen. Nach Süden, Westen und Osten von Enoshima[1]) erstreckt sich eine felsige Terrasse, die von zahllosen Spalten und Löchern durchzogen, bei Ebbe natürliche Aquarien bildet, in welchen Mollusken, Fische, Krebse und Würmer ein abwechslungsreiches und anziehendes Leben entfalten. Fast ganz im Trocknen leben Kolonien von *Ostrea*, *Purpura*, *Neritina*, dazwischen *Chiton* und *Patella*, in den Felsenritzen *Scalpellum* und *Spirula*, während *Reniera* sich krustenförmig ausbreitet.

Weitverbreitet ist der Blockstrand im Polargebiet. Während[2]) des durch die kurze Zeit des Sommers hervorgebrachten Tauens stürzen ungeheuere Felsmassen von den Abhängen Nordgrönlands herab. Der „Eisfuss“ bedeckt sich mit grossen und kleinen Steinen, und es ist um diese Zeit oft sehr gefährlich, am Fusse der Felsen zu verweilen.

Der fast alle arktischen Küsten im Winter umsäumende Eisgürtel hält an Steilküsten den Gehängeschutt auf und hindert ihn, direkt ins Meer zu fallen. Dadurch bildet sich hier im Litoralgebiet ein Strandwall. Das Eis presst oft sogar den Küstenboden terrassen-

---

1) Doederlein, Faunistische Studien in Japan, S. 111.

1) Hartmann, Einfluss des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete Diss. Leipzig 1891, S. 69 und 36.

artig in die Höhe; Blöcke von 10—20 m Durchmesser werden über die höchste Fluthgrenze hinaufgepresst.

Grössere Blöcke können durch die Wellen nicht weit transportirt werden. Vor[1]) der Insel Romö liegt in geringer Entfernung vom Strande, jenseits einer 10 m tiefen Rinne eine blockbedeckte Untiefe. Aber selbst die heftigste Brandung ist nicht imstande gewesen, auch nur einen Block an das Ufer zu bewegen. Nur wenn die Küste im Winter vom Eis blockirt wird, oder das Meer an dem Ufer friert, dann bieten die Eisschollen ein günstiges Transportmittel für selbst schwere Felsblöcke.

Das[2]) Meerwasser friert vom Grunde aus, indem sich dort kreisförmige Eisscheiben bilden, welche in senkrechter Stellung in die Höhe steigen, und sich an der Oberfläche aneinanderfügen. Beim Herannahen des Frühjahrs zerbricht das Eis in Schollen, und die darin eingefrorenen Blöcke werden leicht so lange bewegt, bis die Eisschollen geschmolzen sind.

Gross ist natürlich auch die Transportkraft der Eisberge für alle Blöcke, die als Moräne ins Eis eingefroren waren und ebenso für die den Strand bedeckenden Felsen.

Eisblöcke[3]) von enormer Grösse fallen vom Stirnrand des Muirgletschers oft in die Tiefe, in Abständen von 5 Minuten oder über einer Stunde. An einem Tage zählte H. B. Loomis 129 Fälle. Bisweilen bricht ein fallender Block in Tausend Stücke und diese ergiessen sich wie ein Wasserfall in das Meer, das kochend aufschäumt; dann bricht wieder ein anderer Eisberg unzerstückelt ab, sinkt in aufrechter Stellung in das Wasser und erzeugt einen donnernden Lärm. Elegant steigt er wieder aus dem Wasser empor, bisweilen 80 m hoch, und von seinen Wänden rinnen Wasserbäche herab, dann neigt er sich zur Seite und stürzt abermals mit Krachen und Donnern in das Wasser, das wie Kometen oder fallende Raketen nach allen Seiten schäumend auseinander spritzt. Während der Eisberg in dem schollenbedeckten Meere wie ein Ungeheuer auf- und niedertaucht, hallen rings die Felsen von dem donnernden Geräusch des Falles wieder.

2. Unmerkliche Uebergänge verknüpfen mit dem Blockstand den Kiesstrand. Gerölle von 1—10 cm Durchmesser bedecken das Ufer, und jede Welle bewegt die leichten Steine, so dass sie mit Klirren und Rauschen sich immer aufs Neue aneinander reiben und sich gegenseitig immer mehr verkleinern. Hierbei ist die Auslese der härteren Felsarten eine leicht erkennbare Thatsache. Am Kiesstrand bilden sich am leichtesten und am charakteristischsten die Strandterrassen mit ebener Oberfläche, und seewärts fallenden Geröllschichten aus. Die Armuth des Kiesstrandes an Organismen wurde schon S. 99 hervorgehoben.

3. Die charakteristischste Facies des Litorals ist aber der Sandstrand. Wenn die Gerölle des Kiesstrandes zwar von den Wellen leicht bewegt und leicht aufgeschüttet werden konnten, so lagen sie doch

1) Meyer, Abh. geol. Specialkarte von Preussen, I, S. 694.
2) K. Moebius, Zeitschr. d. Allg. Erdkunde. Berlin 1865, S. 238.
3) Loomis, Americ. Journal 1890, II, S. 333.



immer im engeren Bereich der Wellenbewegung, und sowohl nach der Tiefe des Wassers wie nach der ansteigenden Küste zu, war ihrer Verbreitung rasch ein Ziel gesetzt. Der leichtere Sand bedeckt eine viel breitere Zone, er reicht bis weit hinab unter die Ebbelinie ins Gebiet der Flachsee, und er thürmt sich 50 m über dem Meeresspiegel zur hohen Düne auf.

Fast[1]) immer trägt die Küstendrift Sand, und besteht oft ganz ausschliesslich aus demselben. Die Unterströmung wäscht die Thonbestandtheile heraus, welche sonst die Sandkörner zusammenkleben und ihren Transport durch den Wind verhindern würden. Bei Ebbe bläst der Wind ebenfalls alle feineren Staubtheilchen heraus und macht die Sandkörner frei beweglich, so dass sie als Wanderdüne sogar weit landeinwärts vorschreiten können.

Das Material des Sandstrandes ist in der Regel Quarzsand, doch sind andere Sandarten nicht selten. Auf Ischia und bei Sorrent ist Sanidinsand verbreitet.

Am[2]) Cap Comorin liegt zunächst der Küste eine Zone von reiskorngrossen weissen Quarz und Feldspathkörnern, dann folgen grosse Flächen bedeckt mit reinem Granatsand, endlich Streifen feinen schwarzen Eisensandes. Dieselben Sandarten findet man an den Küsten der Palkstrasse in vielfachem Wechsel nebeneinander.

An der Küste von Torre del Greco ist Olivinsand weitverbreitet. Magneteisensand ist bei Pozzuoli am Strande zu sehen, und Magneteisensande[3]) gehören an den Ostseeküsten zu den gewöhnlichsten Erscheinungen. Fast an jedem flachen sandigen Ufer, besonders aber in dünenreichen Gegenden beobachtet man nach heftigem Wellenschlag am Strande kleinere und grössere schwarze Flecken und Streifen. So besonders am Priwall bei Pravemünde, und an der Insel Ruden. Auf der Westseite der Düne, 8—10 m von der Wasserlinie entfernt und nahezu 1 m über dem Wasserspiegel war die weisse Düne von 0,5 cm dicken Streifen dunklen Sandes bedeckt. Das Korn desselben hatte 0,2—0,8 mm Durchmesser und es bestand aus folgenden Elementen:

Magnetit	11,1 %
schwach magnetisches Titaneisen	10,5 „
nicht magnetisches Titaneisen und durch HCl zersetzbare Silikate	45,7 „
Granat	25,5 „
Epidot, Turmalin, Augit, Amphibol, Olivin, Zirkon und Rutil	1,1 „

An[4]) der flachen Küste von Yeddo liegen lange Streifen von Magneteisensand, die bei Kadsura 30 cm dick sind.

An[5]) beiden Seiten der Mündung des Moisieflusses an der Nordküste des St. Lorenzogolfes befindet sich ein Lager von Magneteisensand, dessen Werth auf 50 Millionen Dollar geschätzt wird.

Der Kalkgehalt der Küstengesteine beeinflusst denjenigen des

1) Gilbert, Lake Bonneville. Monogr. U. S. G. S. 1890, S. 59.
2) Branfill, Proc. Geol. Soc. India 1885, S. 732.
3) W. Deecke, Mitth. Naturw. Ver. für Neuvorpommern 1888, Juli.
4) Naumann, Petermanns Mitth., Bd. XXV, S. 130.
5) VI. Jahresber. des Vereins für Erdkunde. Leipzig 1866, S. 121.

Strandsandes nur auf kurze Erstreckung. So enthält bei Luc[1]) an der Calvadoküste das bewegliche Material des Strandes über 60 % Kalk, an der Seinemündung nur noch 35 %. Die aus der Kreide ausgewaschenen Feuersteinknollen werden immer vorwiegender. Zugleich werden sie zerkleinert. Bei Dieppe bedecken sie den Strand, nach der belgischen Küste zu werden sie kleiner, und bei Calais sind selbst die letzten Feuersteine zu Sandkörnchen abgeschliffen.

Im Allgemeinen ist der Sand unter dem Wasserspiegel immer mit Schlammtheilchen durchsetzt, während der Sand des trockenen Strandes ganz staubfrei erscheint.

Wie Hagen[2]) u. A. durch Versuche gezeigt haben, modelliren die einen gleichmässig abgedachten Sandstrand treffenden Wellen das Profil desselben in der Weise um, dass sich eine Sandterrasse unter Wasser in das Meer hinaus auflagert, während gleichzeitig der Sand über Wasser zu einem flachen Wall aufgeschüttet wird. Der[3]) Straud fällt unter einem Winkel von 5—25° gegeu das Meer. Wenn nun dieses immer eine neue Schicht absetzt, ohne sein Niveau wesentlich zu ändern, so bildet sich allmälig ein System von geneigten Schichten, welche nach oben von einer discordanten horizontalen Schicht abgeschnitten werden. Aber nur selten ist der Bestand so regelmässiger Litoralschichten andauernd. Jeder Sturm verändert ihre Form und damit auch ihre innere Struktur.

Von[4]) der Südseite der Bakerinsel wird im Sommer aller Sand um die Südwestküste herumgespült und an der Westseite angehäuft, wo er längs des Strandes eine 60—90 m breite Bank bildet, die 2—3 m tief fast die ganze Uferfläche bedeckt. Von Oktober und November an kommen Wogen und Wind aus Nordost und streichen längs der Westküste hin, während die Südküste jetzt geschützt ist. Nun beginnt der Sand wieder von der Westküste nach der Südküste zu wandern, und nach 2 Monaten liegt die grosse Bank auf der Südseite der Insel, bis im Februar die Wandernng von Neuem beginnt.

Man braucht nur irgend ein Segelhandbuch zur Hand zu nehmen, und wird darin eine grosse Anzahl von Beispielen finden, wie rasch sich an manchen Küsten das Fahrwasser ändert und welche Umwandlungen die Gestalt des sandigen Meeresbodens von einem Jahr zum andern erleidet. An dem Beispiel der Adamsbrücke[5]) habe ich derartige Umgestaltungen näher beschrieben.

Jede[6]) an dem Strand verrollende Welle führt Sandkörner mit sich, und setzt dieselben als dünnen Streifen auf die Strandböschung an. Jede folgende thut dasselbe, durchbricht, wenn sie höher hinaufreicht, den vorigen Streifen, oder bildet einen neuen, unterhalb desselben. So entsteht ein ganzes System sich vielfach untereinander abschneidender Bogenlinien, als Grenze der augenblicklichen Wellenbewegung.

---

1) Keller, Zeitschr. für Bauwesen, XXXI.
2) Hagen, Wasserbau; nach Kruemmel Ozeanographie II S. 102.
3) Forchhammer, Neues Jahrb. für Min. 1841, S. 24.
4) Petermanns Mitth. 1863, S. 82.
5) Walther, Petermanns Ergänzungsheft No. 102, 1892.
6) Berendt, Schriften der Ph. Oek. Ges. Königsberg 1868, S. 140.

Die Bewegung [1]) des Dünensandes erfolgt in der Art, dass die Körnchen an der Oberfäche zunächst rollen, und indem der Druck des Windes sie dauernd trifft, so beschleunigt sich ihre Bewegung, sie fangen an zu hüpfen, und die Sprünge werden immer ausgedehnter, indem sie bei der jedesmaligen Berührung des Bodens, wie recochetirende Kugeln sich mit nahe gleicher Kraft von Neuem erheben und in derselben Richtung weiterfliegen. Der feine Sand übersprang als eine dichte Nebelwolke den ganzen Hafen von Rügenwaldermünde.

Die [2]) ganze Westküste von Holstein und Dänemark ist durch zwei Dünensysteme eingefasst, deren inneres einer ehemaligen Küste entspricht, während der äussere Zug das jetzige Meeresufer begleitet. Gegen das Meer sind diese Sandberge häufig senkrecht abgeschnitten und gegen das Land fallen sie oft unter 30° ein. Im Inneren der Dünenregion erkennt man Längsthäler und Querthäler, welche die Sandberge von einander gliedern. In den wasserreichen Thälern findet man einige *Scirpus* und *Juncus*arten, auf der Höhe gedeiht der Sandhafer *Elymus arenarius*, sonst sind sie vegetationslos und werden auch nur von einigen Austernfressern *(Haematopus ostralegus)* und Hasen belebt. Im südlichen Gebiet ist der Quarzsand mit vielen weissen Glimmerblättchen gemengt, im Norden findet man Titaneisen und Granat darin. Die Grösse der Sandkörner ist am bedeutendsten dort, wo die Düne am höchsten ist. Die Form der sich bildenden Düne ist verschieden von der einer niedergebrochenen Düne. Jene hat auf der Luvseite eine Böschung von 5—10°; nur wo eine neue Düne an eine halbzerstörte angelagert wird, kommen stärkere Böschungen vor. Auf der Leeseite ist die Oberfläche des Sandes 30°, selten auf kleineren Flächen 40°. Jede Düne ist geschichtet, und ihre Schichten fallen antiklinal nach der Luvseite 5°, nach der Leeseite 30° ab. Nicht selten findet man hoch in den Dünen Muscheln, besonders *Ostrea*schaalen, die der Austernfischer dahin geschleppt hat. Mitten zwischen den Sandhügeln treten auch vollkommen horizontale Sandflächen auf.

Auf Sylt [3]) findet man gelegentlich mitten im Sand einzelne Rollsteine liegen. Platte Steine bleiben auch bei Sturm auf dem Sande liegen, grössere runde Steine aber sinken langsam in ihre sandige Unterlage ein. Als „Pyramidalgeschiebe“ bezeichnete Meyer schon 1872, die später als Dreikanter oder Facettengeschiebe vielgenannten sandgeschliffenen Gerölle, welche auf den Dünen gefunden werden. Alle Dünen bedecken sich nach andauernden Winden mit jenen charakteristischen Rippelmarken, die vielverzweigt senkrecht zur Windrichtung verlaufen. Auf den Dünen liegen die schweren Sandkörner auf den Wellenkämmen der Rippelmarken, während unter Wasser Rippelmarken entstehen, in deren Thälern die schwereren Körner angeordnet sind.

Die [4]) 263 km lange Küstenstrecke der Ostsee zwischen der Mündung der Dievenow und dem Cap von Rixhöft, wo die Halbinsel Hela sich abzweigt, besteht auf 212 km Länge aus reinem Dünensande und nur auf einer Erstreckung von 14 km treten hohe diluviale Steil-

---

1) Hagen, Seeuferbau, II, S. 125.
2) Forchhammer, Neues Jahrb. für Min. 1841, S. 2.
3) Meyer, Abh. zur Geol. Sp.-Karte von Preussen, I, S. 652, 666, 636.
4) Keilhack, Prometheus 1893, No. 215, S. 102.

ufer unmittelbar an die See heran. Eine dieser Stellen wird fast in der Mitte der gedachten Küstenstrecke durch die auf tertiärem Kern über 30 m hoch aufragende Diluvialinsel von Jershöft zwischen Rügenwalde und Stolpmünde gebildet. Oestlich von diesem Cap, welches eine bemerkenswerthe Aenderung im Verlaufe der Küstenlinie markirt und daher von Alters her als wichtiges Schifffahrtszeichen galt und heute von hohem Leuchtthurme gekrönt wird, liegt bis Rixhöft hin, nur durch die landschaftlich entzückenden, hohen Steilufer des Neuen Strandes auf kurze Strecke unterbrochen, entlang der Küste das Dünengebiet in ganz ausgezeichneter Entwickelung; von einer kleinen Fläche an der Regamündung abgesehen, ist das Phänomen der Wanderdünen auf diese östliche Hälfte beschränkt. Die Wanderdünen liegen fast überall auf breiten, nehrungsartigen Streifen Landes, welche die See von ausgedehnten Süsswasserbecken oder alluvialen Niederungen, die durch Vertorfung solcher Seen entstanden sind, trennen. So liegen hinter den Görshagener Wanderdünen der Vietzker See und das ausgedehnte Salesker Moor, hinter den Lötschken bei Rowe der Gardesche und hinter den grossen und kleinen Wollsäcken östlich und westlich von Leba der Leba-See. Die Breite dieser Nehrungen beträgt in den Gebieten der Wanderdünen ausnahmlos 1—2 km.

So mannigfaltig auch im Einzelnen Grösse und Gestalt der Wanderdünen sind, so zeigen sie doch in den wesentlichen Punkten eine auffallende Uebereinstimmung. Allen gemeinsam ist eine Vorwärtsbewegung von Westen nach Osten; eiu Steilabfall auf der östlichen; eine flache Abböschung sowie das Vorhandensein einer ebenen Wauderbahn auf der westlichen Seite. Die Wanderbahn ist eine thalartige ebene Fläche, von west-östlicher Längenstreckung, die beiderseits von bewachsenen kleineren Dünenketten begrenzt wird. Ihre Ränder laufen entweder annähernd parallel (Görshagener Dünen) oder divergiren nach Osten (östlich von Rowe); im letzteren Falle kann ihre Breite bis 800 m betragen; die Länge schwankt von $^1/_2$ bis zu $2^1/_2$ km. Diese von P. Lehmann sehr treffend mit gewaltigen Schiessständen verglichenen Wanderbahnen bezeichnen den Weg jeder einzelnen Wanderdüne; ihre ebene Oberfläche kommt dadurch zu Stande, dass der Sand vom Winde bis auf den Grundwasserspiegel ausgeblasen wird. Da nun in den aus gleichkörnigem, durchlässigem Sande bestehenden Nehrungen der Grundwasserspiegel ein sehr gleichmässiger ist, so kommen äusserst ebene Deflationsflächen zu Stande. Den östlichen Abschluss einer jeden Wanderbahn bildet die Wanderdüne selbst. Die Vegetation in der Bahn nimmt nach Osten mehr und mehr ab, verschwindet dann ganz, und nun beginnt die kahle Sandmasse allmälig auf 10, 20 und 30, in einem Falle (Scholpiner Leuchtturmsdüne) sogar bis 56 m über Meeresspiegel anzusteigen. Von der flachen gewölbten Höhe aus senkt sie sich um den Betrag einiger Meter gleichfalls noch flach nach Osten, dann aber kommt, wie mit der Schnur gezogen, eine von Nord nach Süd gerichtete Linie, an welcher die kolossalen Sandmassen mit der bei losem Sande grösstmöglichen Steilheit nach Osten hin abstürzen. Der Winkel dieser Böschung beträgt 30°. Die Vorwärtsbewegung der Dünen erfolgt nun in der Weise, dass jedes einzelne Sandkorn von Westen her die flache Böschung hinaufgetrieben wird, den Rücken überschreitet und den Steilabfall hinabrollt. Am Fusse

der Düne bleibt es dann so lange liegen, bis es bei dem Vorrücken derselben an ihr hinteres Ende und damit wieder an die Oberfläche gelangt.

Diese Dünen wandern mit einer mittleren jährlichen Wandergeschwindigkeit von 8—10 m. Es scheinen allerdings auch grössere Geschwindigkeiten von 12—18 m vorzukommen.

Nach den Anfang Oktober, an den Mitte Juli gelegten Messstangen, abgelesenen Beobachtungen betrug das Vorrücken der niedrigsten, aber sehr breiten Wanderdüne des Görshagener Gebietes 3,75 m, bei einer etwa 20 m hohen Düne 2,5 m, und bei der höchsten, deren Kamm etwa 30 m ü. M. liegt, immer noch 2 m.

Die Dünen wandern, entsprechend der vorherrschenden Richtung der stärkeren Winde, von Westen nach Osten; bei starken Oststürmen, die ja an unseren Küsten nicht gerade selten sind, gestaltet sich infolge dessen das äussere Ansehen der Wanderdüne um; rückwärts wandern kann sie nicht, da der Wind die Sandkörner den steilen Abfall nicht wieder hinauf zu treiben vermag; dagegen bilden sich auf der flachen Westseite der Düne lauter kleine bis $1\frac{1}{2}$ m hohe nach Westen gewandte Steilabfälle, die dem von Nord oder Süd betrachteten Rücken der Düne ein gekämmtes oder gesägtes Aussehen verleihen; natürlich zerstört der nächste Westwind die Neubildungen in kürzester Zeit.

Wie bereits erwähnt, bläst der Wind in der Wanderbahn den Sand bis zur Erreichung des Grundwasserstandes aus; dieser Umstand kann ganz eigenthümliche Bildungen im Gefolge haben. In Perioden grosser Trockenheit nämlich, wie diejenige, welche man 1893 erlebte, steht der Grundwasserspiegel ungewöhnlich tief und die Deflation geht weit tiefer als in niederschlagsreichen Jahren vor sich. Steigt nun das Grundwasser, so erfüllt es das ausgewehte flache Becken und wir sehen dann hinter der Düne einen flachen Teich entstehen. Durch Wasservögel werden Conchylien und Wasserpflanzen in denselben verschleppt, und es kommt zur Entwicklung einer kleinen Limnaeenfauna. Diese kleinen Wasserbecken werden dann von neuen heranrückenden Flugsandmassen wieder verschüttet, und mitten im reinen Dünensande kann auf diese Weise eine Süsswasserfauna auf primärer Lagerstätte sich finden.

Mit der Seebildung im engsten Zusammenhange steht das Auftreten von gefährlichen Triebsandstellen im östlichen Theile der Wanderbahnen. Wehen in flache Grundwasserseen neue Flugsandmassen hinein, so entsteht ein eigenthümlich breiiges, bewegliches Gemenge von Wasser und Sand, welches keine Tragkraft besitzt, sondern den unvorsichtigen Dünenwanderer unter Umständen bis an den Leib und tiefer versinken lässt. In trockenen Jahren sind die schon äusserlich durch wassergraue Farbe gekennzeichneten Triebsandstellen ohne jede Gefahr zu betreten.

Die Zeit der Entstehung der grossen Wanderdünen Hinterpommerns mag etwa 400 Jahre zurück liegen; man kann das aus der Länge der grössten Wanderbahnen, verglichen mit dem Betrage des mittleren jährlichen Vorrückens, ungefähr berechnen. Die Ursache ihrer Entstehung kann eine verschiedene sein: unvorsichtige Entwaldung der alten Dünen, Zerstörung der schützenden Rasendecke durch Abplagen zur Streugewinnung, oder durch Weiden des Viehes,

veranlasst in den festliegenden Dünen die ersten Sandentblössungen: hier setzt der Wind ein, entführt Korn nach Korn und schlägt in die Flanken der langgestreckten Dünenkämme tiefe Wunden, über denen das ausgeblasene Wurzelwerk der Vegetationsdecke schlotternd in grossen Fetzen herabhängt. So entstehen durch Flüchtigwerden der älteren Dünen die sogenannten „Kupsendünen“, von wild zerrissenem Aussehen. Der Wind greift die älteren Dünen nie von oben, sondern immer von der Seite an, von oben rollt ununterbrochen Sand nach, und so erlangen die Kupsen allmälig ihre steilen seitlichen Böschungen.

Unwiderstehlich, unaufhaltsam schreitet der Steilrand der Wanderdüne nach Osten vor. Er tritt in Seen ein und füllt sie aus, er geht über Sumpf und Moor, über ältere bewachsene Dünen und über hohen und niederen Wald. Erbarmungslos rieselt der Sand zwischen den grünen Blättern der Erlen und Birken und den Nadeln der Kiefern nieder, auch im Walde genau denselben Böschungswinkel beibehaltend; zum letzten Male grünen und blühen die Bäume welche die weissschimmernde mörderische Sandwand erreicht hat; wo heute die Vögel noch ihr fröhliches Lied in den Zweigen singen und die Bienen summend die Blüthe des Haidekrautes umschwärmen, deckt übers Jahr die Düne, ein gewaltiges Grab, den gemordeten Wald. Aber nach einigen Jahrzehnten kommen am Westabhange der weiter gewanderten Düne die Spitzen der Bäume wieder zum Vorschein; da sie jedoch völlig vermodert sind, so brechen sie dicht über der Oberfläche stückweise mit der fortschreitenden Ausblasung ab und nur die unteren Theile des Stammes bleiben stehen. Einen traurigen Anblick gewährt solcher hinter der Düne wieder auferstandener Wald. Schwach nach Osten unter der Last des andringenden Sandes gebeugt, entragen dem kahlen Sande hunderte von 1—3 m hohen Baumstümpfen mit kurzen Aststummeln, zwischen denen der Boden mit morschen, zertrümmerten Zweigen dicht bedeckt ist; wahrlich ein trauriges Auferstehungsbild! Es kommt heutzutage nicht mehr vor, dass ein alter, hochstämmiger Wald von den Dünen verschüttet wird, da der Mensch jetzt das kostbare Nutzholz nicht mehr in dieser Weise umkommen lässt. Dagegen stecken in mehreren älteren, festgelegten Wanderdünen mächtige Kiefernstämme, die das Betreten der Düne gefährlich machen können. Durch vollkommene Verrottung des Holzes können nämlich im Sande verticale, mit Holzmulm erfüllte, Röhren enstehen, in denen ein Mensch urplötzlich 10 und mehr Meter tief versinken kann.

Etwas anders ist das Verhalten der Waldbäume, wenn die verschüttende Düne nicht hoch genug ist, dieselben vollständig zu begraben. Jüngere, bis zur halben Höhe oder darüber verschüttete Bäume sterben nach wenigen Jahren ab, ältere Bäume aber können sich an eine theilweise Einschüttung anpassen. Die Kiefern thun es, indem sie nicht mehr in die Höhe wachsen, sondern sich in die Breite ausdehnen und schliesslich ein dichtes, schirmförmiges Netz von Zweigen auf den Sand auflegen. Weiden und Birken aber, die theilweise eingeweht sind, treiben dicht unter der neuen Oberfläche aus dem Stamme heraus zahlreiche Wurzeln, die die weitere Ernährung des Baumes oder Strauches bewirken. Wandert die Düne weiter, so werden diese Wurzeln wieder ausgeblasen und hängen dann hoch über dem Boden in der Luft. Bisweilen sind sogar zwei Generationen von Wurzeln durch Ans-

blasung freigelegt, und es ist nicht unmöglich, dass sich in der Tiefe noch eine dritte befindet, der jetzt allein die Ernährung des Strauches obliegt.

Interessant ist die allmälige Zunahme der Vegetation in der Wanderbahn von Osten nach Westen. Wenn man die absolut kahle Wüste der Wanderdüne verlassen hat, stellen sich auf dem feuchten Grunde zunächst einige Binsen und Riedgräser ein; dann nehmen die Gräser etwas zu, kleine Moorweiden (*Salix repens*) kriechen dazwischen am Boden hin, und eine ganze Reihe hübscher Blüthenpflanzen stellt sich ein: in bunten Farben und mit verhältnissmässig grossen Blüthen prunkt das Stiefmütterchen (*Viola tricolor*), Tausendgüldenkraut (*Erythraea Centaurium*), die blaue Jasione (*Iasione montana)*, das Kreuzkraut (*Senecio*), das gemeine und dass süssduftende Strandlöwenmaul (*Linaria vulgaris* und *odora*), die rothen Blattrosetten des Sonnenthau (*Drosera rotundifolia*) und manche andere Blüthenpflanze schmücken den Boden. Dann stellen sich die ersten kleinen Kiefernbäumchen ein; sie werden allmälig höher, weisse Birkenstämme finden sich eingesprengt, und schliesslich entwickelt sich daraus ein geschlossener Waldbestand, der nach Westen älter und älter wird. Am Boden zwischen den Kiefern wachsen das Heidekraut und die Krähenbeere (*Empetrum nigrum*), die Sumpfbeere, Heidelbeere, Preisselbeere und Moosbeere (*Vaccinium uliginosum, V. Myrtillus, V. Vitis idaea* und *Oxycoccus palustris*), der Porst (*Ledum palustre*), und im Schutze aller dieser kleinen Sträucher blüht manches seltene Pflänzlein.

Wie die Brandung der See und das fliessende Wasser aus dem Gemenge von Mineralien im nordischen Sande die specifisch schwersten auszuscheiden und als granatreichen Magnet- und Titaneisensand abzulagern vermag, so besitzt diese Eigenschaft auch der Wind, und bringt sie in den weiten Sandwüsten der baltischen Wanderdünen zur reichlichsten Verwendnng. Alle die Tausende kleiner Rippelmarken die die kahle Dünenoberfläche bedecken wie die Wellenfurchen den Sand am Meeresufer, enthalten in der Mulde eine äusserst dünne Schicht des dunklen Granatsandes, und die steilen Flanken der Kupsendünen sind dadurch oft mit weithin sichtbaren dunklen Streifensystemen wie überhaucht. Dadurch, dass auf diesen dunklen Sandhäutchen wieder helle Quarzsande abgelagert werden, entsteht im Querschnitte eine äusserst feine Bänderung, welche auf der Oberfläche des vorschreitenden Wanderdünenrückens als eine überraschend kunstvolle, an Damascirung oder Maserung erinnernde Steifung sichtbar wird; dieselbe kommt so zu Stande, weil die Sandschichten nicht parallel, sondern unter allen möglichen Winkeln spitz zur Schichtung abgeblasen werden.

Von Interesse ist auch das Studium der Lauf- und Kriechspuren von allerlei Gethier auf dem gleichmässigen Dünensande nach längerer Windstille. Wenn eine Bärenraupe auf der Suche nach neuen Futterpflanzen das Unglück hat, auf die Wanderdüne zu gerathen, so sieht man ihre wunderbar kunstvolle Spur hunderte von Schritten weit immer in derselben Linie dem Sande eingegraben, bis sie am andern Rande der Sandwüste verschwindet. Deutlich unterscheidbar, weil viel weniger richtungsbeständig, sind die Spuren von Chrysomeliden und anderen flugträgen Käfern. Ausser den genannten Thieren kreuzen nur Fuchs und Hase zuweilen die kahlen Flächen, oder das Rebhuhn eilt schnellen

Schrittes darüber hin. Oefter auch erblickt man, an fossile Fährtenabdrücke erinnernd, die mächtige Spur des weit ausschreitenden Kranichs, der im nahen unzugänglichen Bruchwalde seinen Wohnsitz hat.

Oede und arm an Leben sind die Wanderdünengebiete; sieht man sie in der Ruhe im blendenden Sonnenscheine, so erinnern sie mit ihren eigenthümlichen flachen Rücken an die schneeigen Firnfelder des Hochgebirges; wenn aber der Weststurm gewaltige Sandwolken aufwirbelt, die die Ferne verhüllen, so gewinnt das ganze Bild einen vollendeten Wüstencharakter, und man mag dann getrost das blaue Meer im Norden für das Mittelmeer halten und sich an die unwirthliche Wüstenküste des nordöstlichen Afrika versetzt glauben.

Grossartig sind die Dünen der ostpreussischen Küste[1]). Sie erreichen eine Länge von 100 km, eine Höhe von 60 m und eine Breite von 5 km. Nach der Ostsee fällt die Düne ganz flach ab, während nach dem Kurischen Haff einige „Sturzdünen“ 45° steil sind. Die Dünenkämme der Kurischen Nehrung wandern 1—12 m im Jahre, überschütten Kiefernwälder und ganze Dörfer mit verderblichen Sandmassen.

An[2]) der oberen Grenze der Kurischen Nehrung kämpfen Vegetation und Dünensand einen ungleichen Kampf; der Wald duldend, ausharrend, soweit die Lebenskraft reicht, der fliegende Sand unaufhörlich angreifend, bis ein Stamm nach dem anderen erliegt. Zuerst wird den Vorposten die alte Rinde, der Panzer stückweise abgerieben. Bäume, die in dieses Stadium getreten sind, haben in ihrem hellbraunen Unterkleid zwar ein frisches Ansehen, doch sind sie bereits dem Tode geweiht. Denn bald werden auch die Blätter der jungen Rinde abgerissen und dadurch die Lebensschicht des Baumes zu Tage gelegt. Der Baum stirbt ab und verliert beim ersten Sturme den Wipfel, oder er bricht wohl auch nahe an der Wurzel ab. Beim Vorrücken der Düne wird der Stumpf allmälig verschüttet. Auf der Haffseite werden die Bäume begraben und sterben dann erst ab, wobei die Rinde am längsten dauert und Röhren bildet, in die man versinken kann. Tritt der todte Baum auf der Nordseite der Düne wieder heraus, so wird das verrottete Holz ganz zu Atomen verweht, nur feste Stämme halten Stand.

Im Polargebiet sind Dünen selten, wegen der dort überwiegenden Exaration des Treibeises. Doch beobachtete die Vegaexpedition Sandhügel an der Nordküste von Asien und nach Berghaus[3]) finden sich Sanddünen noch bei Pt. Barrow, an der Nordküste von Aljaska, unter 71° N. Br.

In[4]) einem breiten Streifen von Sandhügeln, welche die Laguna del Potrero von den Ufern des Plata trennen, fand Darwin Blitzröhren, welche beim Wandern der Düne von Sand entblösst wurden und nun in vier Reihen aus dem Sand herausragten. Der Druck des Sandes schien diese Röhren theilweise zusammengepresst zu haben.

---

1) Berendt l. c., S. 142.
2) J. Schumann, N. Preuss. Provinzialblätter, III, 1, 1859. Vergl. auch Bronn, Geschichte der Natur, III, S. 667, 734.
3) Berghaus, Atlas der Hydrographie.
4) Darwin, Reise eines Naturforschers, S. 67, 85.

Zwischen den Sanddünen des Küstengebietes von Bahia Blanca finden sich Teiche mit Thongrund, in denen süsses Wasser steht.

Von den vielen anderen[1]) Dünengebieten greife ich diejenigen am Golf von Gascogne[2]) noch heraus. Zwischen der Mündung der Gironde und des Adour bilden sich durch die herrschenden Westwinde Dünen, während am Golf von Lion die Arbeit der Südwinde durch den Mistral paralysirt wird. Grossen Sandwogen gleich steigen sie aus dem Schooss des Meeres. Bei Minnizan ist die Zone der Dünen 8 km breit, im Wald von Biscarosse werden sie 100 m, sonst nur 50 m hoch. Auf der Luvseite ist ihre Böschung 8—20°, auf der Leeseite 32—40°. Eine Windstärke von 20—40 m in der Sekunde erzeugt sogar einen Aufschüttungswinkel von 44—53°. Die Dünen von La Teste wandern fast 2 m pro Jahr.

Das grosse Gewicht solcher Sandberge muss naturgemäss auf ihre Unterlage einen hohen Druck ausüben und dieselbe, wenn sie nachgiebig ist, verschieben. So presst die Kurische Nehrung den Haffboden an mehreren Stellen über den Wasserspiegel herauf. Ueberaus interessante Versuche über Sanddruck und Bewegungserscheinungen im Innern trockenen Sandes hat FORCHHEIMER[3]) angestellt und dabei Stauchungsphänomene erzeugt, welche grosses geologisches Interesse beanspruchen.

4. Schlammige Sandablagerungen findet man nur in ruhigen Buchten, im Schutz vorgelagerter Nehrungen, und an solchen tropischen Küsten, wo die Mangrovevegetation dem weichen Sediment des Schlammstrandes einen Schutz gegen die Wellen gewährt.

Der Schlamm besteht vorwiegend aus Thonerde, welche in der Regel durch organische Reste verunreinigt ist, und dadurch eine dunkle Farbe erhält. In anderen Fällen enthält der Schlamm grosse Mengen feines Quarzmehl, und dann ist seine Farbe grau oder gelblich. An tropischen Küsten findet man rothbraune oder chokoladefarbige Schlamme, im Delta des Nil, Ganges und Mississippi ist der graue Schlamm reich an Glimmerblättchen, an der Mündung der grossen chinesischen Flüsse kommt gelber Schlamm vor.

Da die meisten Flüsse ein aus Sand und Schlamm gemischtes Sediment ins Meer führen, da auch durch die Abrasion häufig dieses Gemisch gebildet wird, so versteht man leicht, dass das Vorwiegen von Sand an der einen, von Schlamm an der anderen Stelle durch die Bewegung des Wassers in Raum und Zeit beeinflusst wird. An einer stark brandenden Küste wird aller Schlamm ausgewaschen und ein reines Sandsteinsediment bleibt zurück; im Schutze vorliegender Inseln, in Lagunen und stillen Buchten kommt Schlamm und Sand gemeinsam zur Ablagerung.

1) CZERNY, Petermanns Erg.-Heft, XXI, S. 26.
BORGGREVE, Verh. des Naturf.-Vereins für Rh. u. Westph. 1875, S. 69.
DELESSE, Lithologie du Fond des Mers, S. 30.
H. v. MEYER, Neues Jahrb. für Min. 1848, S. 472.
RECLUS, Bull. Soc. Geogr. d. France 1865, S. 193.
SCHLICHTING, Uebersicht der geogr. Verh. von Schleswig-Holstein 1868.
T. G. WINKLER, Archives Neederl. Harlem 1878, XIII, S. 417.

2) PIGEON, Annales des Mines, 4. Serie, XVI, S. 257.

3) FORCHHEIMER, Dissertation. Tübingen 1883.

Zwischen den friesischen und holsteinischen Düneninseln und dem Festland liegen ausgedehnte Schlammgebiete, die sogenannten Watten[1]). Sie bestehen zum Theil aus Sand und zum Theil aus dem sogenannten „Schlick“, einem schwarzen Thon. Zur Ebbe liegen die Watten, mit Ausnahme einzelner Abflussrinnen, trocken, bei Fluth werden sie 2 m hoch vom Meere überspült. Jede Fluth bringt neuen Schlamm herbei und erhöht den Boden an der einen Stelle, während sie an der anderen Stelle denudirend wirkt. Auf thoniger Unterlage haftet der Schlamm sehr gut, dagegen wird er von Sandgrund leicht wieder weggeschwemmt. Der tägliche Zuwachs dieser Marschbildung ist sehr verschieden, aber in der Regel sehr gering. Es gibt Stellen, wo 50 Jahre vergehen, ehe eine 30 cm hohe Schicht gebildet wird, während an anderen Orten dieselbe Erhöhung des Bodens in 6 bis 8 Jahren erfolgt. Es liegt in der Natur der Sache, dass der Wechsel von Ebbe und Fluth, dass die Strömungen des Wassers hierbei eine bestimmende Rolle spielen. FORCHHAMMER liess grössere Stücke von Schlamm ausstechen und langsam trocknen, und fand ihn vollkommen horizontal geschichtet; auf den Schichtungsflächen lagen weisse Glimmerblättchen und starkglänzende Kohlenstückchen.

Hin und wieder kommt in diesem Schlamm eine kleine Sandschicht vor, sie rührt wahrscheinlich von Herbststürmen her. Zuweilen findet sich auch eine dicke Lage von Thon, die ungeschichtet zu sein scheint.

Wenn das Wattenmeer friert, dann führt die Fluth enorme Mengen schmutziger Eisschollen vor sich her, die im Jahre 1839 an einem Tag den Boden um 20 cm erhöhten und auch Sandboden mit Schlamm bedeckten.

Wo der Wattenschlamm keinen Sand enthält, findet man fast niemals Muschelschaalen, während die Sandflächen bei Ebbe mit Tausenden von Muscheln und Schnecken bedeckt sind. Im Frühjahr[2]) bedeckt sich das schwarzgraue Watt mit dunkelgrünem Rasen von *Conferva chthonoplastes*. Die zarten, schnell wachsenden Keime dieser Alge wuchern gerade im weichsten Thonschlamm am liebsten und tragen viel zur Vermehrung des Sedimentes nnd zur Befestigung desselben bei.

In den Wasserläufen zwischen den einzelnen Schlamminseln findet sich *Zostera marina, Z. minor, Zannichellia palustris, Ruppia spiralis*, und *R. rostellata*. Sobald aber durch diese Pflanzen der Schlamm immer fester gehalten und vermehrt wird, sobald das Watt weiter emporwächst und einen längeren Zeitraum trocken liegt, dann siedelt sich *Salicornia herbacea* darauf an. Durch den Widerstand ihrer steifen und fleischigen Theile bricht diese Pflanze die Wellenbewegung und die Strömung, und fängt den bei Fluth herbei getragenen Schlamm, um ihre Unterlage immer mehr zu erhöhen.

Dann wachsen *Atriplex arenaria, Schoberia maritima, Salsola Kali, Kochia hirsuta, Lepigonum marinum, L. medium* und *Sagina stricta* auf dem neugewonnenem Lande, Gräser treten auf, *Aster* und

1) FORCHHAMMER, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1841, S. 26.
2) MEYER, Abh. z. Geol. Spec.-Karte, I, S. 710.
SCHLICHTING, Verh. Geol. Reichsanstalt. Wien 1868, S. 162.

Artemisia kommen hervor, und endlich erscheint der weisse Klee und damit ist der Marschboden endgiltig landfest geworden.

Die nahe gelegene Sandfacies der Düne ist in einer beständigen Wanderung nach Osten begriffen und überschreitet hierbei das Marschland. Der ganze Dünenzug von Calais bis nach der Spitze von Jütland rollt mit einer Front von 700 km unwiderstehlich gegen das Land vor. Bei Risham fand man ausserhalb der Düne das alte Marschland als Unterlage derselben, nnd unter dem Dünensand und einer dünnen Schicht Dünenmoor fand man die Spuren von Pferden, Rindern und Schafen als recentes Fossil eingedrückt.

In dem Wattenschlick bilden sich Concretionen, welche ihrer Form nach, den Imatrasteinen gleichen.

Schlammstrand ist am Ufer des Rothen Meeres weit verbreitet, wo er sich im Schutze vorgelagerter Korallenriffe bildet und erhält. Die flach geneigte Küste der südlichen Sinaihalbinsel wird bei Ebbe kilometerbreit vom Meer verlassen, nnd stellt dann einen zähen gelbgrauen Thonbrei dar, der hier von polygonalen Trockenrissen mehrere Centimeter tief gespalten ist, dort mit unzähligen organischen Spuren bedeckt erscheint.

Cerithium bedeckte zu Millionen den breiigen Boden, lebende Exemplare fanden sich halbeingegraben in den Schlamm am Ende einer wurmförmig gebogenen Kriechspur, todte Schaalen lagen regellos verstreut. Einsiedlerkrebse wanderten mit ihrem Schneckenhaus über den Schlamm, zahllose Taschenkrebse spazirten umher und hinterliessen eine aus vielen kleinen Löchern bestehende Spur, während Seevögel nach Würmern suchten, die im Schlamm versteckt waren. Der bei Ebbe trocknende, in einzelne Schollen zerreissende Schlamm wird von der wiederkehrenden Fluth oftmals zu rundlichen Schlammknollen[1]) umgeformt, welche von den Wellen hin- und hergeworfen und dem weichen Schlamm als „Concretion" ähnliche Gebilde wieder eingefügt werden. Kommen[2]) solche Thonstücke den Dünen nahe, so können sie als „Thongallen" in die Sandfacies eingeschlossen werden.

An tropischen Küsten erhält sich der Schlammstrand überall da, wo die Mangrove ihn schützt. Die schon S. 90—91 beschriebenen Gezeitenwälder wachsen[3]) zwischen den Fluthmarken an der Seeküste oder an Flussmündungen. Es sind niedrige Bäume mit weit ausgebreiteten Zweigen und einem Netzwek von Luftwurzeln; die Früchte treiben auf den Bäumen Keime und bringen Wurzeln und Zweige hervor, bevor sie als fertige Pflanze in das schlammige Erdreich fallen.

Sie tragen wesentlich zur Verlandung bei, da die Masse der Luftwurzeln Schlamm und Abfallstoffe auffängt, das Ufer festigt nnd seine Landmasse vergrössert.

Auf Timor[4]) leben zwischen den Mangrovepflanzen auf dem immer feuchten Schlamm: *Periophthalmus, Auricula Judae, Potamides quadratus, P. sulcatus, P. telescopium, Cyrene suborbicularis, Gelasinus sp., Coenobita sp.*

1) O. Fraas, Petermanns Mitth., XVIII, S. 277.
2) Bornemann, Ueber den Bundsandstein in Deutschland, 1889, S. 15.
3) Wallace, Die Tropenwelt 1879, S. 62.
Kerner v. Marilaun, Pflanzenleben, I, S. 718.
4) Studer, Gazellen-Exped., III, S. 215.

Einen besonderen Vegetationstypus der javanischen Küste beschreibt Junghuhn[1]) von Kali-Losari. Hier sind niedrige Wälder, von *Rhamnus, Akacia, Cassia* und *Inga*, von Grasplätzen unterbrochen, sowie von vielen kleinen Sümpfen und Pfützen. Der schwarzgraue schwere thonige Boden wird nach anhaltender Trockenheit steinhart und springt auf in viele Risse. Nach Regen aber verwandelt er sich in einen feinen Schlamm.

Die[2]) weite Wasserfläche des Hafens von Bahia Blanca wird durch zahlreiche grosse Schlammbänke unterbrochen, welche die Eingeborenen wegen der zahllosen Krabben „Cangrejales" nennen. Der Schlamm ist so weich, dass man selbst die geringste Entfernung nicht darüber gehen kann. Viele Bänke sind mit hohen Wasserpflanzen bedeckt.

5. Zu den charakteristischen Formen litoraler Ablagerungen gehören die Deltas[3]) d. h. jene oft dreieckigen Erweiterungen der Flussmündungen, welche mit dem Schlamm und Sand des Flusses soweit erfüllt sind, dass der Fluss in mehreren Armen dieses Schwemmland durchfliesst.

Das Delta des Nil[4]) umfasst eine Fläche von etwa 33 000 □km und besteht aus dem vom Fluss gebildeten Schwemmlande und einem Kranz von Nehrungen und Seen, die ihre Bildung dem Meere verdanken. Der Nil führt auch bei hohem Wasserstand nur den feinsten Schlamm und feinste Sandtheilchen, sodass man im Deltagebiet nirgends Gerölle oder Schotter findet. Dieser Schlamm vergrössert das Delta in horizontaler und in vertikaler Richtung. Alle Aufschlüsse gewähren das Bild einer ganz regelmässig geschichteten Ablagerung. Die oft 10 m hohen Flussufer sind aufgebaut aus Schlammschichten, bald dünn wie ein Blatt, bald mehrere Fuss dick.

In den grösseren Armen bilden sich oft Inseln, deren Existenz aber meist nur von kurzer Dauer ist.

Indem man sich dem Litoral des Mittelmeers nähert, verändert sich der Charakter der Landschaft und ebenso derjenige der Sedimente. Nehrungen von weissem Dünensand, schlammerfüllte Lagunen und brackische Seen, Salzwassertümpel, an deren Grund die heisse Sonne Salzkrusten ausscheidet, und humusreiche Röhrichte, wechseln vielfach miteinander. $^1/_{12}$ des Deltagebiets ist von Flugsand und Dünen bedeckt, $^1/_6$ wird von Seen und Sümpfen eingenommen.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse im Delta des Ganges. In allen grösseren Deltagebieten errreicht die Intensität der Verlandung ziemlich beträchtliche Geschwindigkeit.

An der Pomündung[5]) ist das Litoral zwischen 1647 und 1841 um 12 km meerwärts gewandert.

---

1) Junghuhn, Java, II, S. 438.
2) Darwin, Reise eines Naturforschers, S. 90.
3) Credner, Petermanns Mitth., Erg.-Hefte 1878.
Reade, Quaterly Journal Geol. Soc. 1884, S. 263.
Fayol, Bull. Geol. Soc. de France 1888, S. 968.
Bousquet, Das. 1888, S. 1005.
4) Janko, Das Delta des Nil. Jahrb. k. ung. geol. Anst. 1890, VIII, Heft 9.
5) Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1869, Taf. II. Vergl. auch Ruger, das. 1882, S. 115. 1883, S. 287.

II. Die chemischen Ablagerungen des Strandes entstammen den Salzen des Seewassers.

Nach den vielgenannten Versuchen von Usiglio[1]) scheiden sich beim Abdampfen von Seewasser die wichtigeren Bestandtheile in folgender Reihenfolge aus:

Volumen des Wassers:			Beginn der Ausscheidung von:
1000	Volumina	= 1	— —
533	„	= $^1/_2$	Eisenoxyd
533	„		Kalkkarbonat
190	„	= $^1/_5$	Kalksulphat
95	„	= $^1/_{10}$	Chlornatrium.

6. Auf den Dolomitfelsen[2]) bei Nizza bilden sich unter dem Einfluss des Meerwassers, besonders wo das Gestein kieselhaltig ist, schwarze Rinden.

7. Chemische Absätze von Kalkkarbonat sind überaus selten als Strandablagerungen nachgewiesen, und indem wir die Kalkoolithe hier beschreiben, möchten wir der Vermuthung Raum geben, dass Bakterien oder andere organische Faktoren bei ihrer Bildung eine maassgebende Rolle spielen. Jedenfalls handelt es sich dabei weder um einen Absatz sprudelnder Quellen (wie man nach der Analogie von Karlsbad angenommen hat), noch um einen Eindampfungsprozess.

Die Rheede von Sues ist, soweit sie bei Ebbe trocken liegt, ein grosses recentes Oolithlager. Die mehrere Kilometer breite Fläche, welche zum Theil mit salzgetränktem Schlamm oder mit Muscheltrümmern bedeckt ist, zeigt an anderen Stellen einen sehr feinen gelblichen Sand, der ausschliesslich aus 0,3 mm grossen Oolithkörnchen besteht. Das Oolithlager ist aus 1 cm hohen vollkommen horizontalen Schichten aufgebaut, und an manchen Sandbänken sieht man Aufschlüsse solcher Oolithschichten von 60 cm Mächtigkeit. Die Oolithe umschliessen einen kleinen Kern von Quarz, Feldspath, Granat, Magneteisen, Kieselnadeln oder Foraminiferenfragmenten. Während die Grösse der Kerne grosse Verschiedenheiten zeigt, ist der Durchmesser der Oolithkörner durchgängig derselbe. Vergl. S. 699.

Hier wie am Ausgang des Uadi Deheese zeigt der Oolithsand parallele Rippelmarken, und viele verwesende Thierreste konnte man an manchen Stellen beobachten. Unter dem weichen Sediment der Oberfläche folgten Schichten, in denen einzelne Körner miteinander verkittet waren und in Gruppen von 10—30 Körnchen zusammenhielten. In 5 cm Tiefe war das Sediment soweit verhärtet, dass man es mit dem Messer schneiden konnte. An anderen Stellen begann die Cämentirung auch in der obersten Schicht an einzelnen concretionären Punkten, und indem die isolirten verkitteten Partien seitlich miteinander verschmolzen, bildeten sich einzelne härtere Schichten. Ueber die Bedingungen des Absatzes dieser Oolithe ist leider nichts bekannt. An einzelnen Küstenstrecken wird der Oolithsand nicht nur zu einer 1 m hohen Düne aufgeschüttet, sondern man findet die Oolithkörnchen sogar 4 km landeinwärts mitten zwischen den Ablagerungen des Thalschuttes.

1) Usiglio, Ann. Chim. Phys. 3. S. 104, 1848.
2) Tardy, Bull. Soc. Geol. de France 1874, S. 267.
Cloez, Das. 1877, S. 84.

Ganz dieselben Verhältnisse scheinen an den Keyinseln bei Florida zu herrschen. Dort findet man [1]) hohe Dünen, welche ganz aus Oolith bestehen. Die Körner sind zu einem harten Kalkstein verkittet und zeigen oft die charakteristische Diagonalschichtung der Dünen. Zwischen den Oolithbänken beobachtet man strukturlose Kalkschichten. Regelmässige Horizontalschichtung ist häufig darin zu bemerken.

8. Der höhere Concentrationsgrad eindampfenden Seewassers lässt Kalksulphat oder Gyps sich abscheiden. Gypskrystalle sind sehr häufig in dem Salzthon der Sinaiküste, leider habe ich in den bei Ebbe eindampfenden Lagunen zu wenig nach Gypsablagerungen gesucht, und in der Literatur keine näheren Angaben gefunden, wie und wo sich Gyps abscheidet, so dass ich die Besprechung dieses Vorganges hier nicht weiter ausführen kann.

9. Vielbekannt ist es dagegen, dass Salzablagerungen am Meeresstrande entstehen, und meines Erachtens sind die wenigen Stellen, an denen solches direkt beobachtet worden ist, über Gebühr betont worden. Der gewaltige Salzreichthum des Weltmeeres hat viele Forscher veranlasst, in ihm die direkte Quelle der fossilen Salzlager zu suchen, ohne zu bedenken, dass das Seewasser auf $^1/_{10}$ seines Volumens eingedampft werden muss, ehe eine Abscheidung von Salz beginnt. Alle die vielgenannten Beispiele recenter Salzbildung, wie das Todte Meer, der Eltonsee, der Adschi-Darja u. s. w. sind Wüstenseen und nicht Strandlagunen des offenen Meeres. Mag man die Thatsache für unwichtig halten oder ihr keine Beweiskraft für geologische Studien beimessen, zweifellos bildet sich in der Gegenwart viel mehr Salz in dem Faciesbezirk der Wüsten, als in dem des Litorals. OCHSENIUS [2]) hat die Salzlager für litorale Bildungen erklärt, indem er folgende Voraussetzungen machte: Ein Meerbusen, der mit dem Ocean nur durch eine annähernd horizontal verlaufende Barre in Verbindung steht, welche nicht mehr Seewasser einströmen lässt, als die Oberfläche der abgeschnittenen Lagune zu verdunsten imstande ist, bildet ein Salzlager, dessen Mächtigkeit nur von der Tiefe der Lagune und der Dauer solcher Umstände abhängig ist.

Gegen die Schlussfolgerung lässt sich garnichts einwenden, nur die Voraussetzungen dürften sehr selten constant bleiben, und in der Gegenwart sind thatsächlich nur wenige Fälle bekannt, wo Salz auf diesem Wege in natürlichen Salzpfannen entsteht und erhalten bleibt. Gerade auf diesen letzten Punkt möchte ich besonders hinweisen, weil er meist übersehen worden ist. Für das geologische Auftreten eines so leicht löslichen Gesteins wie Steinsalz, ist es nicht allein nöthig, die Umstände der Entstehung zu enthüllen, sondern nicht minder wichtig sind die Umstände der dauernden Erhaltung. Ich bin so viele Wochen am Ufer des Rothen Meeres gereist, habe mich an anderen tropischen Küsten gerade zu diesem Zweck aufgehalten, und habe die Literatur der Segelhandbücher und Reisebeschreibungen gerade daraufhin besonders genau durchgesehen. Aber nur wenige diesbezügliche Angaben habe ich finden können:

---

1) AGASSIZ, Bull. Mus. Comp. Zool. 1869, No. 13, S. 373.
2) OCHSENIUS, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1876, S. 658.



Bei Sues bilden sich während der Ebbe einzelne 5—20 m grosse Seewassertümpel, an deren Grund geschichtete Krusten reinen krystallinischen Salzes mit thonigen Zwischenlagen abwechseln. Das Salz ist porös und besteht aus 2—3 m grossen Würfeln, die miteinander verkittet sind. An anderen Stellen desselben Strandes sind Conchilien durch Salz zu einem ziemlich festen Gestein verkittet.

Auf[1]) dem flachen Grunde der Lagune von Rauai bildet sich während der Ebbe reines eisartiges Salz. Die eintretende Fluth hat nicht Zeit, das gebildete Salz zu lösen, denn bevor ihr das auch nur zum kleinsten Theil gelingt, ist ihr Salzgehalt durch Einwirkung der Sonnenstrahlen bereits so sehr conzentrirt geworden, dass sie kein neues Salz mehr anfzunehmen vermag.

An[2]) der chilenischen Küste, südlich von Coquimbo findet sich eine Salzdecke, 60 km lang, mehrere km breit und 30—60 cm dick, wie eine Eisdecke. Wenn man einen Block herausschlägt, so ist die Lücke rasch wieder mit Salz ergänzt. Maulthiere, Pferde und Menschen, die hineingerathen, werden gut conservirt.

Das beste Beispiel für litorale Salzbildung bietet aber der Run of Kutsch s. S. 789. Denn hier wird durch den SW. Monsum das flache Küstenland viele Meilen weit unter Wasser gesetzt, es bilden sich Seewassersümpfe, die während der trockenen Jahreszeit verdampfen und die ganze Gegend mit glitzernden Salzdecken überziehen.

Alle genannten Beispiele liegen jedoch an Wüstengebieten, und die Erhaltung der gebildeten Salzabsätze ist eine Folge des dort herrschenden Regenmangels.

Wie aber selbst an Wüstenküsten nicht immer halb abgeschnittene Lagunen ein Herd von Salzbildung sind, das lehrt uns ein See an der tunesischen Küste. Bei Benzeret[3]) ist der Benzeretsee durch einen schmalen Kanal mit dem Meer verbunden und durch einen anderen Kanal communizirt dieser wieder mit dem Ischkel. Trotzdem der erstere nur durch hohe Wogen gefüllt wird, so fliesst doch während des Winters vom Lande her wieder soviel Süsswasser hinein, dass er nur den normalen Salzgehalt des Oceans erreicht.

III. Organische Ablagernngen sind im Litoralgebiet weit verbreitet.

10. Bekannt sind die Anhäufungen von Treibholz an den nordischen Küsten. Auf Shoal Pt.[4]) in Spitzbergen ist der Strand überall mit ungeheueren Massen von Treibholz bedeckt. Hier fand Torell eine Bohne von *Entada gigalobium* von den Westindischen Inseln. Die Hauptmasse des Holzes aber besteht aus *Larix*stämmen, welche von Sibirien stammen. Am Walter-Thymen-Fjord sieht man *Larix*stämme von 15 m Länge, meist mit Wurzeln, selten mit Aesten, aber immer ohne Rinde. Ausserdem findet man Rindenstücke von *Larix, Pinus, Betula, Juniperus.*

An[5]) der Nordküste von Island besteht das Treibholz meist aus Nadelholz, doch kommt auch Laubholz vor. Im Jahre 1797 trieb viel

1) G. Schweinfurth, Zeitschr. All. Erdkunde 1865, S. 347.
2) Warden, Ann. marit. et coloniales 1827, S. 617.
3) Spratt, Journal R. Geogr. Soc. London 1846, S. 254.
4) Petermanns Mitth., XVI, S. 232, 445.
5) Thoroddsen, Petermanns Mitth., XXXIV, S. 117.

westindisches Zuckerrohr an; tropische Nüsse sind gar nicht ungewöhnlich. Das am Strande liegende Holz ist grösstentheils alt und verrottet.

An den Küsten wärmerer Meere, wo während des ganzen Jahres eine höhere Temperatur herrscht, verwest das Treibholz so rasch, dass es nicht erhalten bleibt wie im Polarkreise, wo es während des ganzen Winters durch eine Schnee- und Eisdecke verhüllt, und dem Einfluss des Lichtes nicht unterworfen ist.

An der Nordküste von Neu Guinea traf die Gazelle[1]) Treibholzfelder, bestehend aus bis 5 m langen Baumstämmen, *Pandanus*früchten, *Sargassum, Spirula* und schwarzen Bimstein. *Lepas* bedeckte die Unterseite der Baumstämme, und eine sägemehlartige Masse von Stabalgen schwamm im Wasser.

11. Ausgedehnte Humuslager entstehen auch durch litorale Torfmoore. Zwischen[2]) den holsteinischen Dünenreihen finden sich häufig Landseen von grösserer oder geringerer Ausdehnung, und in diesen lebt eine kräftige Vegetation von Sumpfpflanzen, welche zu Moorlagern Anlass giebt. Wenn ein starker Sturm die Oberfläche der Düne angreift, dann fliegt der Sand in die Seen und deckt den Torf mit einer Sandschicht zu. So entstehen jene merkwürdigen Lager von „Martörv", die von der Last des darüber liegenden Sandes zusammengepresst, zu einer wohlgeschichteten Kohle werden.

An der Nordküste von Seeland ist ein solches Torflager zur Hälfte von der Düne überschüttet. Während der unbedeckte Torf pro Kubikfuss 8—10 kg wiegt, erreicht der sandbedeckte Torf ein Gewicht von 39 kg. Jener ist ungeschichtet, dieser ist fast schieferig und je eine Schicht scheint einem Jahreswachsthum zu entsprechen. In dem Moortorf von Skagen finden sich häufig Birkenzweige, und Stämme, die durch den Druck von 3 m Flugsand vollkommen plattgedrückt sind. Bisweilen ist es unmöglich, solchen gepressten Torf von Braunkohle zu unterscheiden.

12. Von einzelnen Stellen wird auch Diatomeenerde als litorales Sediment beschrieben.

13. Eingeschaltet in die litoralen Ablagerungen Ostafrikas findet sich der Kopal. Er[3]) ist das Harz des *Trachylobium Mosambicense*, eines Baumes, der jetzt noch an der Küste von 3° S. Br. bis Mosambique wächst. Andere Kopale findet man an der Küste von Westafrika, wo er wahrscheinlich von *Guibourtia copalifera* stammt. Wie im Bernstein findet man auch hier Einschlüsse von Blättern und Insekten. Auch ein *Lygodactylus strigatus* ist darin beobachtet.

14. Auch animalische Ablagerungen bilden sich im Litoral; zuerst der Guano.

Der Guano[4]) ist der Mist vorzüglich von *Sula variegata*, dann *Larus modestus, Rhinchops nigra, Plotus anhinga, Pelecanus thajus Phalacrocorax Gaimardii* und *albigula*. Diese Vögel nisten auf un-

---

1) Studer, Gazelle, I, S. 198.
2) Forchhammer, Neues Jahrb. für Min. 1841, S. 13.
3) Kirk, Journal Linnean Soc. Botany, XI, No. 49.
Hehl, Neues Jahrb. für Min. 1843, S. 317.
Peters, Sitzungsber. Berlin Acad. 1865, S. 456.
Goeppert, Neues Jahrb. f. Min. 1878, S. 501.
4) v. Tschudi, Abh. Acad. d. Wissensch. Wien, Bd. II, S. 2.

bewohnten Inseln und auf windgeschützten steilen Vorgebirgen in ungeheuren Mengen. Man kann berechnen, dass das 10 m mächtige Lager von Iquique in 1100 Jahren gebildet werden konnte. Je tiefer man in die Huaneros eindringt, desto dunkler wird in der Regel die Schichtenfärbung und geht vom Hellgelben ins Braungelbe, Rothbraune, Dunkelbraune über. Auch die Consistenz nimmt nach der Tiefe zu, die tiefsten Schichten haben einen krystallinischen Bruch und werden *Piedras de huanu* genannt. Der Gehalt an harnsaurem Ammonium nimmt nach der Tiefe ab, schwefels. und oxals. Natron und Chlorkalium nehmen zu. An der Küste von Tarabaca wechsellagert Vögelguano mit Schichten von Seehundsmist, in dem viele 3—10 cm lange glänzende Porphyrstücke aus dem Mageninhalt der Phoken eingeschaltet sind, von schwarzbrauner Farbe.

15. Von festländischen Thieren können Knochen in litorale Ablagerungen eingebettet werden, von marinen Wirbelthieren finden sich Skelette von Walen und Fischen.

Am [1]) Tag nach einem Sturme war die ganze Küste von Antego mit grossen und kleinen todten Fischen und vielen todten Seevögeln bedeckt.

Als [2]) im Jahre 1825 die schmale Landenge, welche den Lijmfjord vom Meere abtrennt, von einer grossen Sturmfluth durchbrochen wurde, ward die ganze Dünenmasse, welche die Landenge bedeckte, in die Bucht hineingeworfen, und hat diesen Theil so ausgefüllt, dass ein 5—7 m dickes Sandlager darin entstanden ist, und nur noch ganz flaches Wasser darüber steht. Die erste und auffallendste Veränderung war das plötzliche Absterben von fast allen Süsswasserfischen. Millionen von Fischen trieben ans Land, zum Theil schon todt, zum Theil sterbend, und wurden von den Einwohnern in vielen Fuhren weggeschafft; nur wenige haben sich erhalten an einer Stelle, wo sich ein süsser Bach in die Bucht ergiesst. *Anguilla* hat sich dagegen an das salzige Wasser gewöhnt und über den ganzen Lijmfjord verbreitet.

Der Boden des Lijmfjordes war mit einem dichten Rasen von *Zostera marina* bedeckt, die vollkommen verschwanden. Nach der Sturmfluth von 1839 sind aus dem Lijmfjord alle grossen Schollen verschwunden, während die jungen Individuen diese Katastrophe gut überstanden haben. Fossile Lager von *Ostrea* und *Cardium edule* trifft man im Grunde des Fjords, während heute nur *Mytilus edulis* darin gedeiht.

16. Marine Algen besitzen in der Regel lufterfüllte Räume in ihren Geweben, mit Hilfe deren sie im Wasser flottiren, und die es verhindern, dass die Blätter am Boden liegen. Wird die Pflanze abgerissen, so steigt sie durch die Lufträume an die Meeresoberfläche empor und treibt als Oberflächenplankton lange umher; *Sargassum* ist ein bekanntes Beispiel dafür. Während nun diese Lufträume die Bildung submariner Algenlager erschweren oder oft geradezu unmöglich machen, begünstigen sie die Ablagerung benthonischer Meerespflanzen am Strande. Tangstreifen sieht man an vielen sandigen Küsten, und unter

1) Dove, Das Gesetz der Stürme 1873, S. 175.
2) Forchhammer, Neues Jahrb. für Min. 1841, S. 11.

günstigen Verhältnissen bilden sich ganze **Torflager** aus marinen Algen.

Zwischen[1]) La Chaume und Les Granges (Vendée) ist ein grosses Lager marinen Torfes aus *Ulva* und *Fucus* gebildet, von Sand bedeckt.

In[2]) die Bucht von Teven (Finisterre) führt das Meer beständig Seetang hinein und lagert ihn daselbst ab. Dadurch hat sich eine sehr dichte, homogene, blättrige, aber cohärente und selbst politurfähige schwarze Masse gebildet, welche 1500 m lang und 800 m breit ist. Man benutzt sie als Düngemittel. Ihre Analyse ergiebt:

83,3 % org. Substanz,
8 „ lösliche Salze,
1,7 „ kohlens. Kalk u. Talk,
3 „ Alaunerde u. Eisenoxyd,
4 „ Kieselerde,
0,18 „ Natrium.

In der Ljamtschinabai auf Waigatsch müssen ungeheuere Mengen von Algen wuchern, denn sie werden durch die Brandung massenweise ausgeworfen und aufgehäuft; namentlich um die Mündungen von Schneewasserbächen, welche auf und hinter den Wasserpflanzen ihren Schlamm absetzen. Durch die Verwesung der Algen scheint der Boden etwas erwärmt zu werden, denn es wuchsen darauf grosse Compositen.

17. An[3]) einer flachen, den Stürmen ausgesetzten Meeresküste kann man längs des Ufers zwei Anhäufungen von ausgeworfenen Conchilien, Tang und Fremdkörpern beobachten. Zuerst im Durchschnittsniveau des Meeresspiegels, den **Strandwall**. Das stete Spiel der Wellen bewegt die ausgespülten Muschelschaalen, Schneckengehäuse, Korallen, Seeigel u. s. w. rhytmisch auf und ab, rollt und schleift an Allem und zerstört leicht alle Verzierungen an den Schaalen.

18. Längs des Ufers zieht sich aber häufig noch ein zweiter Streifen ausgeworfener Meeresreste, welcher dem sogenannten „Winterstrand" an unseren norddeutschen Küsten entspricht, und der als **Fluthwall** bezeichnet werden kann. Dieser entsteht durch die gesteigerte Thätigkeit der sturmbewegten Wogen, und während die Conchilien im Strandwall sehr abgeschliffen sind, finden wir sie im Fluthwall gut erhalten. Alle benthonischen und viele planktonische Organismen begegnen uns in diesen Anhäufungen.

Von **Pflanzen** sehen wir Tange in braunen Streifen am Ufer liegen, an anderen Stellen Kalkalgenknollen, Grünalgen und Seegräser. Aus dem **Thierreich** sind folgende Gruppen besonders häufig: Foraminiferen bilden schmale weisse Säume, bestehend aus zahllosen wohlerhaltenen Schälchen.

Hornschwämme, oft in abenteuerlichen Formen liegen zwischen Tang und Muschelschaalen.

Korallen häufen sich zu hohen Bänken an, die Oberfläche der Stücke ist meist abgerollt und die Kelche sind undeutlich.

Medusen treiben bei Sturm in grossen Mengen an den Strand.

1) Coquand, Bull. Soc. Geol. de France, VII, S. 74. Ref. Neues Jahrb. für Min. 1839, S. 579.
2) Bobierre, Ann. chim. phys., XXX, S. 376. Ref. Neues Jahrb. f. Min. 1852, S. 338.
3) J. Walther, Abh. k. S. Ges. d. Wissensch. Leipzig 1888, S. 468.

Auf feinem Sande sinken sie in die Unterlage ein, und bilden einen Abguss, der viele Einzelheiten wiedergiebt. Trocknet die Sonne während der Ebbe den Sand, dann schrumpft die Schwimmglocke zu einem dünnen knorpeligen Häutchen ein, das unter günstigen Umständen, von Sand bedeckt, erhalten werden kann.

Siphonophoren, *Physalia*, *Velella*, *Porpita* sind oft sehr zahlreich ans Ufer getrieben.

Von Echinodermen begegnet man den Echiniden und Holothurien am Strande häufig. Reguläre und irreguläre Seeigel, oft mit ihren Stacheln in Tang verwickelt, sind tadellos erhalten; Seegurken trocknen zu einem wurmförmigen faltigen Gebilde.

Sehr zahlreich sind Muscheln und Schneckenschaalen aus allen Gruppen; von Cephalopoden begegnen wir an tropischen Küsten *Nautilus* und *Spirula* häufig, während die Schulpe von *Sepia* an manchem Strande in vielen Exemplaren liegen.

Von Crustaceen sind Brachyuren und Anomuren am häufigsten. Die Krabben spazieren behende über den Strand und unternehmen weite Wanderungen landeinwärts, die Einsiedlerkrebse bevölkern nicht minder zahlreich das Küstenland. Auf[1]) dem holsteinischen Marschboden sieht man keine Muscheln oder Schneckenschaalen, dagegen zahlreiche kleine Taschenkrebse, welche weit landeinwärts laufen. Diejenigen, die von der nächsten Fluth nicht wieder eingeholt werden, scheinen umzukommen, werden in Schlamm eingehüllt und als thonige Kugel in das Sediment eingebettet.

Das Vorkommen von todten Fischen nach Stürmen wurde schon erwähnt. An tropischen Küsten finden sich zu gewissen Zeiten zahllose Schildkröten ein, um zu laichen.

Alle hier nicht genannten marinen Thiergruppen kommen natürlich unter günstigen Umständen auch in litorale Ablagerungen hinein, und häufig werden marine mit festländischen Faunen in litoralen Ablagerungen wechsellagern.

Das Litoralgebiet ist zwar ein Theil des Festlandes, aber den anderen festländischen Faciesbezirken gegenüber zeichnet es sich durch grosse Unabhängigkeit von den Klimazonen aus; und nach den vorliegenden Beobachtungen scheint es schwierig, einer litoralen Ablagerung ihre geographische Breite anzusehen. Im Allgemeinen sind Dünen auf das Litoral der wärmeren Meere beschränkt, doch finden sich kleinere Sanddünen auch im Polargebiet. Die intensive Abrasion durch Scholleneis, und die grosse Feuchtigkeit mögen die Bildung von Dünen hier erschweren. An einzelnen tropischen Küsten in der Nähe von der Mündung grosser Flüsse begegnen wir rothem Schlammstrand, aber solche Vorkommnisse sind relativ selten. Das litorale Thierleben ist im Polarkreis während des Winters gezwungen, in die oberen Zonen der Flachsee hinabzusteigen und das Packeis zu vermeiden, infolgedessen sind litorale Conchilienbänke selten.

Der amphibische Charakter des Litoralgebiets prägt sich nicht nur in seiner Fauna, sondern auch in seiner Schichtung aus.

Wandernde Dünen auf dem Lande, wandernde Sandbänke in der Schorre erzeugen Diagonalschichtung und unregelmässige Schichtung;

1) Meyn, Abh. Geol. Spec.-Karte, I, S. 624.

dazwischen begegnen wir wieder vollkommen regelmässig geschichteten Ablagerungen.

Gross ist der Facieswechsel im Litoral, und wenn auch der Sand als das charakteristische Sediment zu bezeichnen ist, so treffen wir doch anch Schutt und Gerölle, Kies und Schlamm, welche nebeneinander aufgelagert werden, welche übereinander auftreten, und die jenen Wechsel der Schichten erzeugen, der für litorale Ablagerungen so bezeichnend ist. Jede Strandverschiebung verändert die Vertheilung der Facies, und bei den beständigen Oscillationen des Meeresspiegels kann es uns nicht Wunder nehmen, wenn Strandablagerungen aus so verschiedenartigen Gesteinen bestehen. Jede[1]) grössere Umgestaltung des Ufers ruft auf weite Strecken hin andere Umbildungen hervor. Eine Verlandung an einem Ort kann den Abbruch des benachbarten Strandes zur Folge haben, wenn die Strömung abgelenkt wird. Umgekehrt ist der Abbruch sandiger Ufer stets die Ursache neuer Landbildung. Wenn man jeden Bericht über Sturmverheerung einer Küste darnach beurtheilt, welche neuen Abrasionsflächen und welche neuen Auflagerungsflächen hierbei entstehen, wenn man die reiche Literatur über Küstenveränderungen[2]) daraufhin durchliest, dann kann man sich ein Bild machen von der Complikation litoraler Ablagerungen und dem grossen Wechsel in diesem Faciesbezirk.

Ueber Diagenese im Litoral sind mehrere Beobachtungen gemacht worden. Bei Gurskö werden nach Reusch Steine und Grus durch Schwefelkies verkittet, und ein *Trochus tumidus* auf Lepsö war in Markasit verwandelt.

An der Küste von Moen kommen nach Forchhammer Breccien von Flint und Kreide vor, welche durch kohlensauren Kalk verkittet sind.

Ueberall, wo ein Stück Eisen, ein Anker oder ein Bolzen im Sande liegt, wird derselbe zu einem festen eisenschüssigen Sandstein verbunden.

1) Keller, Zeitschr. für Bauwesen 1881, S. 7.
2) Forchhammer, Zeitschr. Allg. Erdkunde. Berlin 1856, S. 473.
de Cossigny, Bull. Soc. Geol. de France 1875, S. 358.
Fischer, Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1878, S. 150.
Reusch, Neues Jahrb. für Min. 1879, S. 244.
Rutot, Bull. Musée d'Hist. Nat. de Belgique, II, 1883, S. 41.
u. A.

22. Das Meer (allgemeine Uebersicht).

Wenn wir die Erdkugel, unbekümmert um die gegenwärtige Lage der Achsenpole, aufmerksam betrachten, und das Verhältniss der Hydrosphäre zu den daraus hervorragenden Theilen der Lithosphäre ins Auge fassen, so erblicken wir ein einheitliches Weltmeer, dessen Mittelpunkt im südlichen Theil des Pacifik liegt. Von diesem grossen Ocean dringen drei gewaltige Buchten, der Pacifik, der Indik, der Atlantik nach Norden vor, vereinigen sich theilweise in engen Meeresstrassen wieder, und der Pacifik und Atlantik münden endlich in das circumpolare arktische Eismeer. Nur ein einziges grösseres Wasserbecken, der Kaspisee, ist von der allgemeinen Hydrosphäre abgeschnitten, manche abflusslose Seen und versiegende Flüsse sind ebenfalls isolirt, und gehören zu den charakteristischen Erscheinungen der beiden Wüstengürtel — sonst ist jede grössere Wasserfläche, jeder See und jedes Stromsystem entweder durch Meerengen, oder durch Flussläufe mit dem Weltocean verbunden.

Wir sind gewohnt, die Wassermassen des Festlandes scharf zu trennen von dem Meere, und dieses wieder in fünf verschiedene Oceane zu zerlegen; man betrachtet oft die Flüsse als Erscheinungen des Festlandes, die sich nur sekundär mit dem Meere vereinigen — allein wenn man erwägt, dass die Strömung des Floridastromes an Geschwindigkeit mit dem Hochwasser des Rheines wetteifert, so verliert die Bewegung der Ströme ihren diagnostischen Werth; und wenn man die Ostsee vom Skageraek bis nach dem Finnischen Meerbusen allmälig sich vollkommen aussüssen sieht, so tritt auch die Bedeutung des Salzgehaltes als unterscheidendes Merkmal zurück, und die Hydrosphäre wird zu einer ununterbrochenen Wasserhülle, die bald in der Form ausgedehnter Flächen, bald als schmale Flusslinie die gesammte Lithosphäre bedeckt oder überspinnt, und welche nur in den Wüstenzonen, durch das Ueberwiegen der Verdunstung, isolirte Flusssysteme und abflusslose Wasserbecken gestattet.

Die Wassermasse der irdischen Hydrosphäre ist in jenem vielbesprochenen Kreislauf begriffen, der im Meere beginnt, durch die Atmosphäre auf das Festland führt, und im Meere wieder endet. Da die Summe des vorhandenen Wassers aus der Atmosphäre nicht in

den Weltenraum entweichen kann, so pflegt man ihre Quantität als unveränderlich zu betrachten. Nur zwei Vorgänge vermögen die Wassermenge der Hydrosphäre zu verändern. Durch den Verwitterungsprocess, durch die Bildung wasserhaltiger Mineralien geht erstens beständig Wasser in die feste Erdrinde über. Alle mechanischen Thongesteine haben bei ihrer Bildung Wasser verbraucht. Zweitens wird durch vulkanische Eruptionen beständig Wasserdampf aus dem Erdinnern in die Atmosphäre gebracht und dadurch die Wassermenge der Hydrosphäre vermehrt. Es lässt sich leider nicht berechnen, in welchem Maasse diese beiden Vorgänge die Quantität des flüssigen Wassers an der Erdoberfläche verändern, jedenfalls arbeiten sie entgegengesetzt und vermindern mithin den absoluten Werth einer etwa vorhandenen Wasserabnahme oder Wasserzufuhr. Da schon im Cambrium wasserhaltige Gesteine gebildet worden sind und vulkanische Eruptionen stattgefunden haben, so dürfen wir die ganze seither verflossene Zeit der Erdgeschichte nach diesen ontologischen Gesichtspunkten beurtheilen.

Fassen wir jetzt das eigentliche Weltmeer, als Theil der irdischen Hydrosphäre ins Auge, so zeichnet dieses sich durch den Gehalt an gelösten Salzen aus. Die irdische Hydrosphäre besteht aus flüssigem H_2O, das Weltmeer dagegen ist eine ungefähr 3% ige wässerige Salz-Lösung, und es erhebt sich die Frage, ob die gegenwärtige Concentration des Salzgehaltes immer dieselbe gewesen sei.

Mohr[1]) ist wohl der erste Geologe gewesen, welcher mit Nachdruck den Gedanken verfochten hat, dass nicht nur das H_2O des Seewassers, sondern dass auch die Salze des Seewassers in einem beständigen Kreislaufe begriffen sind. Durch negative Strandverschiebungen gelangen chemische Absätze des Meeresbodens auf das Festland, durch die Flüsse werden sie dem Ocean wieder zugeführt, nirgends ist Ruhe, überall herrscht ein Wandern des Stoffes, und selbst unsere härtesten Gesteine haben nur eine zeitlich begrenzte Dauer.

Es wird wohl stets in Dunkel gehüllt bleiben, wie hoch der Salzgehalt des Urmeeres gewesen sei. Wenn wir aber erwägen, dass schon im Cambrium die lebenden Gattungen *Lingula* und *Discina* zu Tausenden gefunden werden, so ist es wahrscheinlich, dass eine wesentliche Veränderung des marinen Salzgehaltes seit dem Cambrium nicht eingetreten ist.

Eine Thatsache von hervorragender Wichtigkeit hat Forhhammer 1865 zuerst erkannt, dass nämlich das relative Verhältniss der Bestandtheile des Meerwassers überall dasselbe ist. Mag der absolute Salzgehalt 0,1 oder 4,3 % betragen, immer sind Chloride, Carbonate und Sulphate gleichmässig darin vertheilt. Nur in abgeschlossenen Meeresbuchten, oder im marinen Grundwasser — also nur da, wo die Diffusion verlangsamt oder unterbrochen wird — kann das relative Verhältniss der Salze sich ändern. Deshalb müssen wir ein Gleiches für alle Zeiten der Erdgeschichte annehmen, und jedes Meer der Ver-

1) Friedrich Mohr, Sitzungsber. Münch. Acad. der Wiss. 1865, I, S. 185. Geschichte der Erde. Eine Geologie auf neuer Grundlage 1866.

gangenheit als mit einer relativ gleichartig zusammengesetzten Lösung erfüllt betrachten.

Zu den charakteristischen Erscheinungen des gegenwärtigen Meeres gehört eine bestimmte vertikale Tiefe und eine bestimmte horizontale Flächenausdehnung.

Wenn es eine Zeit gegeben hat, wo die Oberfläche der Lithosphäre keine Niveaudifferenzen zeigte, so musste unter der Annahme, dass das Meeresniveau einer Ellipsoidfläche entsprach, ein gleichmässiges Urmeer im Mittel 3440 m tief gewesen sein. Durch die Rotation der Erde hätte diese mittlere Tiefe am Aequator grösser, am Pol kleiner sein müssen. Allein die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte haben gelehrt, dass die Meeresoberfläche sehr wesentliche Abweichungen von der regelmässigen Ellipsoidgestalt aufweist. Auf einem Globus von Manneshöhe würde die mittlere Tiefe des Oceans und die Tiefe des „gleichmässigen“ Urmeeres $^1/_2$ mm betragen. Diese dünne Wasserhaut stellt sich nun nicht so ein, dass alle auf einem Breitengrade liegenden Radien gleich lang sind, sondern ihr Niveau wird überall beeinflusst von der intrakrustalen Vertheilung der Massen. Jahrhunderte lang hat man geglaubt, dass das Küstenniveau genau übereinstimme mit dem Niveau des offenen Meeres, und selbst in dem Ausdruck „Strand“verschiebung sind noch Reste jener alten Ansicht enthalten, dass das Niveau des Strandes ebenso constant sei, wie das Niveau des offenen Meeres. Die noch immer vorkommenden Missverständnisse, die Verwechslungen von Hebung und Strandverschiebung lassen sich darauf zurückführen.

Klar und deutlich wird aber das Verhältniss positiver und negativer eustatischer Bewegungen, wenn man das Augenmerk auf das offene Meer richtet. Hier kann es gar keinem Zweifel unterliegen, dass ein Ansteigen des Wassers, eine Vergrösserung der Wassertiefe als p o s i t i v e P h a s e, dass eine Verkürzung der Lothdistanz, ein Sinken des Wasserspiegels, als n e g a t i v e P h a s e bezeichnet werden muss.

Die Tiefe des Meeres in der Mitte der Oceane, auf hoher See ist eine relativ konstante Grösse, die sich nach der Ansicht vieler Oceanologen nur wenig verändert. In dem Maasse, wie wir uns aber den Grenzen des Festlandes nähern, wird die Tiefe des Meeres, und damit auch seine Flächenausdehnung veränderlich. An der Küste verstärkt sich nicht nur die Wirkung der Gezeiten von 1 m auf 15 m, sondern auch die säcularen Oszillationen, welche auf offener See unmerklich sind, werden bedeutsamer und ausgiebiger. An den Küsten erhebt sich, wie es schon 1848 v. BRUCHHAUSEN [1]) prophetisch aussprach, das Meeresniveau hoch über seinen mathematisch normalen Stand, und selbst das Gefälle der Flüsse ist in Wirklichkeit grösser, als der empirische Fallwinkel beträgt.

Jede Veränderung des Meeresniveaus, jede Aenderung der Meerestiefe bewirkt eine Verlagerung der Meeresgrenzen. Lange Zeit hat man geglaubt, dass das Wasser nur nach dem Erdmittelpunkt zu fallen strebe, und dass infolgedessen nur die topographischen Depressionen [2])

---

1) v. BRUCHHAUSEN, Neues Jahrb. für Min. 1848, S. 299.
Das. 1850, S. 824.
2) DANA, Americ. Journal 1889, S. 192.

in ihrer Ausdehnung und Form die Gestalt und Vertheilung der Oceane bestimmen. Durch Senkung einer Erdscholle bildete sich eine Depression, und das Wasser füllte dieselbe so weit aus, dass das allgemeine Gleichgewichtsniveau wieder hergestellt wurde. Durch Hebung traten Kontinente über den Meeresspiegel, und die verdrängte Wassermasse floss nach den anderen Meeren, und erhöhte in entsprechender Weise das allgemeine Niveau der Hydrosphäre. So wurden Hebungen und Senkungen mit kühner Hand in alle erdgeschichtlichen und thiergeographischen Spekulationen eingeführt, und Niemand prüfte ihre wissenschaftliche Berechtigung.

Seit zwei Jahrzehnten hat man gelernt, dass das Meeresniveau keine konstante Fläche ist, dass der Stand des Meeresspiegels von der lokalen Vertheilung anziehender Massen hochgradig beeinflusst wird. Und in konsequenter Ausbildung dieses Grundgedankens haben Murray u. a. Forscher die Ansicht ausgesprochen, dass auch die Grösse und Orientirung des Weltmeeres, dass selbst die centralen Theile der Oceane in ihrer Lage nur von Massenvertheilungen im Innern der Erde beeinflusst werden; dass also der Pazifik nicht deshalb vom 60° N. Br. bis zum 70° S. Br. und vom 140° bis zum 250° Oestl. L. reicht, weil dieses Gebiet topographisch tiefer liegt, als Eurasien, Australien und Amerika, sondern deshalb, weil unter diesem Theil der Erdrinde schwerere anziehende Massen liegen. Mag auch eine Entscheidung dieses schwierigen Problems jetzt noch nicht möglich sein — zweifellos liegt dieser letzteren Ansicht ein wichtiger Gedanke zu Grunde, und die neuerdings so oft betonte Konstanz der Tiefsee und der Oceane gewinnt in dieser Beleuchtung eine überaus lehrreiche Gestalt.

Mit Rücksicht auf die ferner zu behandelnden marinen Vorgänge kehren wir jetzt auf den Ausgangspunkt unserer Betrachtungen zurück und betonen, dass das Weltmeer eine einheitliche Wasserfläche darstellt, deren Mittelpunkt auf der südlichen Halbkugel nahe bei Neuseeland liegt, dass Atlantik, Indik und Nordpacifik nördliche Golfe des Universaloceans sind, und dass [1]) alle physikalischen Erscheinungen, welche irgend einen Theil dieser grossen Wassermasse betreffen, als Theilerscheinungen der grossen einheitlichen Phänomene des Weltmeers betrachtet werden müssen.

Die im Verhältniss zum Erdradius überaus dünne Wasserhülle des Weltmeeres zerfällt in zwei übereinanderliegende Stockwerke, welche, mit Rücksicht auf alle Probleme der Wasserbewegung und Wärmevertheilung und der organischen Welt, sehr verschiedene Bedingungen zeigen.

Während in den oberen Wasserschichten die Isothermobathen rasch aufeinanderfolgen, gelangen wir in einer Tiefe von ungefähr 900 m zu einer Wasserschicht, deren Temperatur etwa 5° C. beträgt, und dieses Niveau bildet eine neutrale Schicht zwischen den beiden Stockwerken. Oberhalb der neutralen Schicht variirt die Temperatur bedeutend über grosse Strecken; die Isothermobathen sind bald gleichartig geschichtet, bald drängen sie sich nach der Oberfläche hin zusammen; — unter-

1) W. Thomson, Gen. Ocean Circulation. Am. Journal 1878, II, 349 f. Nature 1878, August 22.

halb der neutralen Wärmeschicht sinkt die Temperatur universell sehr langsam und mit abnehmender Grösse bis zu dem Minimum am Meeresboden.

Das obere Stockwerk des Oceans wird durch die Passatwinde beeinflusst, und die Wasser über der neutralen Schicht bewegen sich als Meeresströmungen in mannichfaltiger Weise. Durch ihren Verlauf wird die organische Welt des pelagischen Plankton und Nekton bestimmt, und die thiergeographischen Regionen der Meeresoberfläche abgegrenzt. Noch in der Hinlopenstrasse unter 80° N. Br. treffen wir Mednsen der amerikanischen Ostküste, die der Golfstrom so weit verschleppt hat, und Bambusstengel Westindiens werden an der Nordküste Islands ans Land gespült. Während die Bewegung der Meeresströmungen in den Oberfächenschichten ihr Maximum erreicht, verlangsamt sich die Strömung mit zunehmender Tiefe, und wird nach der neutralen Schicht zu, immer schwächer. Die Consequenz davon ist, dass fast alle bionomischen Folgen der Meeresströmnngen am Meeresgrunde nur im Bereich der Flachsee zum Ausdruck kommen, und dass die Tiefsee von ihnen wenig berührt wird.

Gegenüber der mannichfaltigen Bewegung nnd Strömung des oberen Stockwerkes im Ocean, zeigt die nnter der neutralen Wasserschicht liegende, oft 4000 m dicke Wassermasse eine ganz andere Art der Bewegung. Wir müssen uns erinnern, dass der Mittelpunkt des Weltoceans auf der südlichen Halbkugel gelegen ist, dass das Südpolarmeer nahe diesem Mittelpunkt einen abkühlenden Einfluss auf die grosse Wassermasse ausübt, und dass die sogenannten Oceane nur grosse offene Buchten dieses Weltmeeres darstellen. Das kalte, schwere Südpolarwasser sinkt in die Tiefe, und bewegt sich am Boden des Meeres langsam nach Norden. Diese, mit kaum messbarer Geschwindigkeit erfolgende Bewegung, die Wasserversetzung des Südpolarmeeres, in der Richtung des Aequators und der nördlichen Meere, erfolgt unterhalb der neutralen Schicht, und beherrscht alle lithogenetischen nnd bionomischen Vorgänge der Tiefsee. Die Bodentemperatur des Meeresgrundes, die Existenz und der kosmopolitische Charakter der Tiefseefauna, die weite Verbreitung des antarktischen Diatomeenschlickes, und andere Verhältnisse sind abhängig von der Wasserversetzung. Da diese nordwärts gerichtete langsame Bewegung nur unterhalb der neutralen Schicht stattfindet, so bilden alle 900 m tiefen Bodenschwellen eine unüberschreitbare Grenze für das kalte Tiefseewasser. Die abgeschlossenen Becken des Malayischen Archipels, s. S. 49, die 13° C. hohe Bodentemperatur des Mittelmeeres s. S. 48 sind sprechende Beweise dafür.

Wenn wir das Gesagte überblicken, und unser Augenmerk besonders auf diejenigen Umstände richten, welche versteinern können, welche am Meeresgrunde zum Ausdruck kommen, so ist es zweifellos, dass man mit Hilfe mariner Faciesbezirke die Lage der Erdaxe nicht bestimmen kann. Die lithogenetischen und bionomischen Verhältnisse des Meeresgrundes richten sich nicht nach den Klimazonen. Alle offenen Meere unterhalb der neutralen Schicht von 900 m zeigen kosmopolitische, über alle Klimazonen gleichmässige Zustände; und die Verhältnisse am Boden der Flachsee werden viel mehr durch die diagonal zwischen Breitengraden und Meridianen verlaufenden Meeresströmungen,

als durch das solare Klima der Breitengrade beeinflusst. Nicht nur das marine Benthos, sondern ebenso Plankton und Nekton sind ziemlich unabhängig von dem Verlauf der festländischen Klimazonen, und ein Blick auf die thiergeographische Karte von FISCHER[1]) oder auf die Sedimentkarte von MURRAY[2]) zeigt uns sofort, dass am Boden des gegenwärtigen Meeres sich weder die Sedimente, noch die Mollusken nach den festländischen Klimazonen richten. Die einzige thiergeographische Region, welche dafür sprechen könnte, die korallophile indopacifische Provinz, ist vom Atlantik ganz ausgeschlossen, und erreicht nicht einmal die Ostküste des Pacifik.

Der Korallenkalk und seine heteropischen Facies finden sich im Atlantik nur vom 10.—32. ° N. Br., im Indik vom 25. ° S. Br. bis zum 15. ° N. Br., im Pacifik vom 32. ° S. Br. bis zum 30. ° N. Br. Ausserdem kommen sie in grösserer Entwickelung nur auf der Westseite dieser Meere vor, und vermeiden die Ostküsten der Oceane ängstlich. Denkt man sich diese Facies versteinert und vollkommen erhalten, so wäre doch kein Geologe im Stande, aus ihrer Vertheilung die Lage des Aequators und die Stellung der Erdaxe zu bestimmen.

Es ist also ein methodischer Fehler, wenn man mit Hilfe mariner Faciesbezirke und mariner Lebensbezirke die Klimazonen der Erde bestimmen will. Hierfür kann man nur festländische Bezirke verwenden.

Wir unterscheiden nur 4 verschiedene marine Faciesbezirke, nachdem wir die festländische Natur des Litorals im letzten Abschnitt festgestellt haben. Flachsee und Tiefsee, die beiden fundamentalen Faciesbezirke des Meeres, gehen zwar ebenso wie die entsprechenden Lebensbezirke, s. S. 120 u. 155, ineinander über, und sind nur selten durch eine scharfe Grenze getrennt — aber sie bezeichnen trotzdem fundamental verschiedene Regionen.

Die Flachsee ist der Boden des Meeres oberhalb der neutralen Schicht. Sie ist das Gebiet der wechselnden Temperatur, der Meeresströmungen, und Wellenbewegung, sie umfasst die diaphane Region mit ihrem Pflanzenleben und ist durch die Nähe des Landes und des Litorals, sowie durch viele wechselnde Umstände das Gebiet grossen und raschen Facieswechsels. Alle geologischen Veränderungen machen sich zuerst in der Flachsee geltend, wenn das offene Meer und die Tiefsee noch keine Einwirkung spüren.

Die Tiefsee ist der Boden des unteren marinen Stockwerks, ihr fehlt die mechanische Wirkung bewegten Wassers, ihre Temperatur ist invariabel, keine benthonische Pflanze belebt ihren Boden, es fehlen ihr alle Pflanzenfresser, und ihre Sedimente entstammen zum grössten Theil dem offenen Meere. Ihre Facies ist über weite Strecken gleichmässig entwickelt, und wenn sie wechselt, so geschieht das durch unmerklich langsame Uebergänge. Nur wo durch vulkanische Kräfte oder Korallenbauten der Meeresgrund verändert wird, da finden sich zwei weitere Faciesbezirke ein:

Die Korallenriffe sind ein rein organischer Faciesbezirk, dessen charakteristische Kalksedimente eine grosse geologische Bedeutung be-

1) FISCHER, Manuel de Conchiliologie, I. Tafel.

2) MURRAY & RENARD, Deep Sea Deposits. Challenger Chart. 1.

anspruchen, während nur wenige andere Ablagerungen mit ihnen vergesellschaftet erscheinen. Der Sockel der Korallenriffe ist in der Regel durch raschen Facieswechsel ausgezeichnet.

Die Vulkaninseln bilden ebenfalls einen besonderen Faciesbezirk, der sich von den festländischen Vulkanen in mehrfacher Hinsicht unterscheidet.

Der Lebensbezirk der Aestuarien (S. 124—136) ist durch einen besonderen lithogenetischen Charakter nicht ausgezeichnet, und kann daher als besonderer Faciesbezirk nicht betrachtet werden. Der Lebensbezirk des offenen Meeres (S. 137—153) projicirt seine lithogenetischen Phaenomene bald auf den Boden des Flachsee oder der Tiefsee und der Archipele, und kann daher auch nicht als Faciesbezirk behandelt werden.

Betrachten wir jetzt die lithogenetischen Vorgänge des Meeres, so sehen wir am Meeresgrunde Denudation und Auflagerung sich vollziehen. Von den vier denudirenden Kräften fehlen Erosion und Deflation. Zwar giebt es mehrere Beispiele dafür, dass nahe dem Strand im flachen Wasser süsse Quellen entspringen:

Im[1]) Wattenmeer bei Langeness wurde einst eine süsse Quelle entdeckt, die später versiegte.

Bei[2]) den Inseln Bahrein und Arad im Persischen Golf sind 30 submarine Quellen, deren Wasser von Tauchern geholt wird.

In[3]) Carterethafen auf Neumecklenburg entspringen am Meeresgrund einige Süsswasserquellen. Dicht neben denselben wuchsen Korallen.

Im Meere bei Tuban[4]) auf Java, 100 m vom Ufer, entspringen süsse Quellen.

Nach den Beobachtungen von Semon, im Jahre 1893, entspringen an der Ostküste der Insel Ambon zwischen Tingga-Tingga und Tulehu heisse Quellen im Meere. 100—200 m vom Strand, 2—3 m tief (bei Ebbe) sieht man an sieben Stellen Blasen aufsteigen. Der Grund ist sandig. Auch am Ufer und auf der Schorre steigen 60° C. warme Quellen auf. Das Wasser hat Schwefelgeschmack.

Heisse Quellen finden sich nach Semon auch in der Bai der Bandainseln zwischen Neira und Sunong. Blasen steigen intermittirend an vielen Stellen aus 4—8 m auf. Der Boden des Meeres ist felsig.

Alle diese Quellen finden sich in wenigen Metern Tiefe, und wenn man bedenkt, dass je 10 m Wassertiefe einem Atmosphärendruck entsprechen, der von der aufsprudelnden Quelle überwunden werden muss, so ist es wohl selbstverständlich, dass in grösseren Wassertiefen süsse oder andere Quellen vollkommen undenkbar sind, sofern es sich nicht um vulkanische Dampffumarolen handelt.

Da ausserdem das Süsswasser leichter ist als das Meerwasser, so kann ersteres keine denudirende Wirkung am Meeresgrunde ausüben.

Die Exaration kann im Polargebiet auch am Meeresgrunde denudiren, denn da Eisberge von 100 m Höhe beobachtet worden sind, und das Eis nur zu $^1/_8$ seines Volumen aus dem Wasser herausragt, so

1) Meyn, Abh. zur Geol. Spec.-Karte von Preussen, I, S. 745.
2) Maugham, Ref. Neues Jahrb. f. Min. 1831, S. 480.
3) Gazellenexpedition, Bd. I, S. 238.
4) Junghuhn, Java II, S. 269.

können Eisberge noch in 800 m Tiefe exariren. Diese denudirende Wirkung ist aber auf das Gebiet der Flachsee beschränkt.

Die massgebende Denudationskraft des Meeres ist die Abrasion. Dieselbe wirkt überall, wo das Wasser stärker bewegt wird, und wenn auch ihre Kraft im Niveau der Strandlinie am heftigsten ist, so kann doch jeder Theil des Flachseebodens Abrasionsflächen zeigen. Durch das Unterwaschen der Küstengesteine, durch das Nachstürzen überhängender Felsen gewinnt allerdings die Abrasion, so sonderbar es auch klingen mag, auf dem Festland eine viel grössere Bedeutung als wie am Meeresgrunde.

Da sowohl die Wellen, wie die Meeresströmungen von Vorgängen in der Atmosphäre abhängig sind, so beeinflusst diese sehr wesentlich die Vertheilung der Denudationsflächen am Meeresgrunde. Der Boden von oceanischen Strömungen, der Boden stürmischer Küsten zeigt infolge dessen marine Denudationsflächen, während ausserhalb dieser Gebiete die Auflagerungsflächen überwiegen.

Die Wasserbedeckung macht es oft schwer am heutigen Meeresgrunde mit Sicherheit zu entscheiden, ob im gegebenen Falle eine Denudationsfläche oder eine Auflagerungsfläche den Meeresgrund begrenzt. Die Faciesbezirke der Flachsee und der Tiefsee zeigen vorwiegend horizontale Denudations- und Auflagerungsflächen, während ebenso Korallenriffe wie vulkanische Archipele durch starke Böschungswinkel ausgezeichnet erscheinen, und zu geneigten concordanten oder discordanten Trennungsfugen Anlass geben.

Die Ablagerungen des Meeres sind mechanischen, chemischen, organischen und vulkanischen Ursprungs.

Die mechanischen Ablagerungen (*terrigenous deposits* nach MURRAY) stammen[1]) von den Denudationsprodukten des Festlandes oder von dem Abrasionsmaterial des Meeresgrundes. Die Gerölle, Sand- und Schlammmassen werden nun in der Weise aufbereitet, dass mit zunehmender Entfernung vom Strand und mit zunehmender Wassertiefe immer kleinere Bestandtheile zur Ablagerung gelangen. In abgeschlossenen Seen und ruhigen Buchten wird das sandige Sediment des Strandes schon in wenigen Meter Tiefe schlammig, aber an den grossen Festlandsküsten beginnt das Schlammgebiet erst in 180 m Tiefe und geht dann allmälig über in die Schlick[2])ablagerungen der Tiefsee. Mechanische Ablagerungen werden an der Mündung grosser Flüsse und in der Nähe des Polarkreises viel weiter von der Küste entfernt abgelagert, als an den Küsten abflussloser Gegenden.

Der Facieswechsel mechanischer Ablagerungen ist am Strande sehr gross und vermindert sich mit zunehmendem Küstenabstand und zunehmender Wassertiefe; alle die verschiedenen litoralen Sedimente gehen allmälig über in den Schlamm der Flachsee, welcher von grüner, blauer oder rothbrauner Farbe ist und der durch die Zunahme pelagischer Kalkreste sich in Globigerinenschlick, Pteropodenschlick, oder durch Kieselreste in Diatomeenschlick und Radiolarienschlick graduell verwandelt.

1) MURRAY & RENARD, Deep Sea Deposits, S. 228.
2) MARSHALL, Die Tiefsee 1888, S. 49 schlägt vor, das englische Wort „ooze“ mit Schlick, und „mud“ mit Schlamm zu übersetzen.

In das eigentliche Tiefseegebiet gelangen nur sehr feinpulverige klastische Bestandtheile, und diese bilden immer nur einen kleinen Theil der dort vorhandenen Ablagerungen.

Chemische Ablagerungen können sich im normalen Seewasser nicht bilden. Nur wo eine Bucht durch eine Barre abgeschnitten wird, in ganz flachen, einer starken Besonnung ausgesetzten Litoralgebieten, und im marinen Grundwasser können die Salze des Seewassers durch Verlangsamung der Diffusion zur Fällung kommen. Mit Ausnahme der Kalkoolithe handelt es sich bei chemischen Absätzen des Meeresgrundes auch wohl meist um secundäre Vorgänge der Diagenese. Die Ausscheidung von Kalk und Dolomit in organischen Kalken, die Bildung von Concretionen und Krusten, die Verkittung mechanischer und anderer Sedimente, sind derartige Erscheinungen, die im Litoral wie in den grössten Tiefen vorkommen und leicht sekundäre Faciesunterschiede erzeugen.

Organische Ablagerungen von Kalk- und Kieselsäure u. s. w. gehören zu den charakteristischen Sedimenten des Meeres. Alle Faciesbezirke bilden organische Absätze und bei den Korallenriffen sind sie das massgebende Gestein. Die Bedingungen organischer Niederschläge sind vollkommen unabhängig von dem Sättigungsgrad der Lösung. Obwohl Gyps in grosser Menge im Seewasser enthalten ist, so bildet doch kein Thier und keine Pflanze gypshaltige Ablagerungen, während die geringen Spuren von Kieselsäure von mikroskopischen Algen oder Thieren aus dem Wasser entnommen und in Menge angehäuft werden. In den Tangen wird Brom und Jod, in den Koprolithen Phosphor[1]) angehäuft, obwohl diese Bestandtheile im Seewasser kaum analytisch zu bestimmen sind. Eine sehr grosse, bisher wenig gewürdigte Rolle spielen auch die Bakterien, die nicht nur eine Reihe von diagenetischen Vorgängen einzuleiten scheinen, sondern auch direkt sich an dem organischen Gehalt der verschiedensten marinen Ablagerungen betheiligen.

Vulkanische Ablagerungen sind zwar in dem Faciesbezirk der vulkanischen Archipele am häufigsten, aber sie fehlen eigentlich auch keinem anderen Faciesbezirk, und in der Tiefsee spielen die zersetzten vulkanischen Aschen und Bimsteine eine wichtige Rolle bei der Lithogenese.

1) Penrose, Bull. U. St. Geol. Survey 1889, No. 46.
v. Guembel, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. München 1864, S. 334.

23. Die Flachsee.

Durch die Ebbelinie wird das Litoral seewärts abgegrenzt, dagegen lässt sich dieser Faciesbezirk nach dem Festland zu nicht scharf begrenzen, und allmälige Uebergänge führen vermittelnd zu denjenigen Gebieten des Festlandes, welche frei sind von dem Einfluss des Meeres.

Nicht minder schwierig erscheint es, bestimmte Grenzlinien für die Fläche der Flachsee anzugeben. Die Flachsee ist ein rein mariner Faciesbezirk und wird demgemäss je nach dem Stand der Gezeiten durch die Ebbe- oder Fluthlinie von dem Litoralgebiet getrennt; aber unmöglich ist es, sie mit gleicher Schärfe von der Tiefsee abzugliedern.

Eine gute Trennungslinie scheint die Assimilationsgrenze (S. 4 und 155) darzubieten, denn auch im fossilen Zustande könnte man die Verbreitung mariner benthonischer Algen, und benthonischer Pflanzenfresser wiedererkennen — aber wir haben S. 166 gezeigt, dass die im Durchschnitt 400 m tief liegende Assimilationsgrenze grossen zeitlichen Schwankungen unterworfen ist, dass z. B. das Polarmeer während der halbjährigen Winternacht bis zum Strande als aphotisch zu betrachten ist, und dass mithin während dieser Zeit hier eine Flachsee gar nicht existiren würde.

Etwas beständiger ist im Meere jene Grenzschicht von 5° C., welche meist 900 m tief liegt, und das obere Stockwerk des Oceans mit seinen rasch wechselnden Temperaturen, seinen Wellen und Strömungen, seinem reichen Planktonleben, trennt von dem unteren Stockwerk, in welchem konstante Temperaturen herrschen, wo weder Strömungen noch Wellenbewegung messbar sind, wo nur die Wasserversetzung aus dem südlichen Weltocean langsam gegen den Aequator vordringt, und alle bionomischen Verhältnisse beherrscht.

Aber im Polarmeer und in allen Nebenmeeren, welche durch genügend hohe Schranken von der allgemeinen Zirkulation abgeschnitten sind — fehlt jene Sprungschicht, und hier gehört auch das tiefere Wasser faciell zur Flachsee. So müssen wir also darauf verzichten, eine scharfe Grenze zwischen Flachsee und Tiefsee zu ziehen, und feststellen, dass eine vermittelnde Uebergangszone von etwa 400—900 m Tiefe zwischen Flachsee und Tiefsee eingeschaltet ist.

Die Flachsee umfasst die Randgebiete des Meeres, die ganze Kontinentalstufe und alle unselbständigen Nebenmeere; sie umfasst die

diaphane Region des Meeresgrundes, und alle submarinen Bodenschwellen, die über die Assimilationsgrenze heraufreichen. Die Flachsee ist also das Gebiet der benthonischen Meerespflanzen und aller Pflanzenfresser.

Während an der einen Küste das 100 km breite Gebiet der Kontinentalstufe ganz zur Flachsee gehört, bildet sie an anderen Küsten nur eine schmale Uebergangszone. Aber die Flachsee hat ein ganz besonders hohes geologisches Interesse deshalb, weil die meisten geologischen Formationen aus Flachseeabsätzen bestehen, und weil die meisten geologischen Veränderungen in einer Verschiebung der Flachseegrenzen bestanden haben.

Die Ablagerungen der Flachsee sind Abrasionsprodukte oder stammen vom Festland. Alles Material, das die Flüsse dem Meere zuführen, ebenso wie die durch Eis gedrifteten oder durch den Wind deflatirten Sedimente, werden grösstentheils in der Flachsee abgelagert. Auch die Vulkanreihen, welche viele Küsten säumen, nehmen Antheil an den dort gebildeten Ablagerungen. Gegenüber den grossen Mengen mechanischer Sedimente, treten die organisch abgeschiedenen Absätze zurück, und wenn auch die Reste benthonischer Pflanzen und Thiere lokal den ganzen Charakter der Flachseeablagerungen bestimmen können, wenn auch chemische Niederschläge im marinen Grundwasser entstehen und die Zusammensetzung der mechanischen Sedimente verändern, so bleibt doch die Masse des terrigenen Materials immer vorherrschend, und bildet das massgebende Sediment.

Die Grundlage[1]) aller Sedimente des heutigen Meeresbodens ist das wasserhaltige Thonerdesilikat Al_2O_3 $2SiO_2$ $2H_2O$ gewöhnlich als T h o n bezeichnet, und entstanden aus der Zersetznng der Thonerdesilikate in Felsenmassen, unter dem Einfluss von kohlensäurehaltigem Wasser. Die Silikate von Natron, Kali, Kalk, Eisen- und Manganprotoxyd werden so bei gewöhnlicher Temperatur zersetzt und dieselben Silikate enthalten auch mehr oder weniger Thonerde und Mangan. Die eben aufgezählten Basen werden in Carbonate übergeführt, im Seewasser gelöst und weggeführt indem dabei Kieselsäure frei wird. Die Silikate von Thonerde und Magnesia sind weniger leicht löslich; infolge dessen bleiben sie zurück, werden in wasserhaltige Silikate umgewandelt und bilden auf der einen Seite Thon, auf der anderen Kalk. Da alle eruptiven und krystallinischen Gesteine zum grössten Theil aus Thonerdesilikaten bestehen, sind sie alle diesen Veränderungen unterworfen und erzeugen wasserhaltige Thonerdesilikate; deshalb muss man jene Gesteine und Mineralien als die wesentliche Quelle aller thonigen Substanzen in den Schichten der Erdrinde betrachten.

Obwohl wasserhaltiges Thonsilikat auch in reinem krystallisirtem Zustande in der Natur vorkommt, so ist es doch überaus selten. Gewöhnlich findet es sich in amorphem Zustand und gemischt mit allerlei fremden Beimengungen. Selbst Kaolin, den man gewöhnlich als reine Thonerde betrachtet, enthält immer mehr oder weniger Beimengungen von dem Gestein aus dem er entstanden ist. Kaolin und kaolinartige Thone sind immer von ihrem Bildungsort forttransportirt durch Wasser in dem sie suspendirt waren, und mögen gelegentlich frei von Ver-

1) Murray & Renard, Deep Sea Dep. S. 338.

unreinigungen wieder abgesetzt worden sein; aber solche reine Thone sind relativ selten und kommen nicht als marine, oder wenigstens nicht als Tiefsee-Sedimente vor. Die grosse Mehrzahl der gewöhnlichen Thone enthält eine Menge Verunreinigungen, besonders diejenigen in der Tiefsee.

Diese Thone schmelzen vor dem Löthrohr, sind von brauner, gelber oder rother Farbe, und die darin enthaltenen Oxyde von Eisen und Mangan stammen als Carbonate von denselben Gesteinen ab, wie die Thonmasse, sind aber erst nachträglich als Oxyde in dem Thon ausgeschieden.

Die Thone mariner Sedimente können also nach ihrer Entstehungsweise in zwei Gruppen getheilt werden: zuerst die, deren Thonmasse hauptsächlich durch Flüsse vom Festland aus ins Meer getragen worden ist, und zweitens diejenigen, deren Thonmasse aus der Zersetzung von Gesteinen und Mineralien am Meeresboden gebildet worden ist. Die ersteren entsprechen den Thonen in terrigenen Absätzen, nahe dem Festland, während die letzteren den Thonen der pelagischen Sedimente correspondiren. Allein ein scharfer Unterschied beider lässt sich deshalb nicht durchführen, weil festländische Thontheilchen auch in die tieferen landfernen Oceanbecken gelangen mögen.

Die Flachsee gehört zur diaphanen Region, infolgedessen gedeihen überall benthonische Meerespflanzen und ein reiches Thierleben kann sich davon nähren. Im Gegensatz zur Tiefsee ist das Wasser der Flachsee meist bewegt, und die lokal wechselnde Wellenbewegung erzeugt durch Schlämmen beträchtliche Faciesunterschiede. Die Temperatur der Flachsee ist nach der Tiefe zu eine sehr verschiedene, dadurch wird aber wieder eine sehr wechselnde Vertheilung der benthonischen Organismen bedingt. Kurzum eine Reihe von Faktoren gestalten die Bedingungen und die Ablagerungen der Flachsee überaus mannichfaltig.

Das typische Sediment der Flachsee ist ein verunreinigter Thon, von grauer, blauer, grüner, brauner oder röthlicher Farbe, meist durchsetzt mit pflanzlichen und thierischen Resten, der sogenannte Kontinentalschlamm. Derselbe beginnt nahe der Küste und bedeckt die ganze Breite der Kontinentalstufe sowie den Boden aller Nebenmeere, an einzelnen Stellen reicht er sogar 4570 m tief und geht dann direkt in die Thone der Tiefsee über. Durch accessorische Beimengungen von Sand, Grand, Kies, Conchilien und Pflanzenresten kann der Kontinentalschlamm seine typischen Charaktere verlieren und, mehr oder minder, in andere Facies übergehen. Bald sehen wir Kieslager in den Schlamm eingeschaltet, bald Sandbänke, hier die Nadeln von Kieselschwämmen, dort Austernbänke und Muschelkalk. Durch eine Anzahl geologischer Vorgänge wird die normale Schlammfacies verändert und durch andere Ablagerungen ersetzt.

Da der Kontinentalschlamm dem Festlande entstammt und durch Denudation und Transport, durch Flüsse und Eis und Wind, in das Meer hineingetragen wurde, und weil die Wirkung dieser Transportkräfte ebenso wie die der Meereswellen vom Ufer nach dem offenen Ocean zu erlahmt, so werden wir in einem typischen Profil von dem Litoral durch die Flachsee nach der Tiefsee hinaus, eine immer mehr auffallende Abnahme der Korngrösse aller Ablagerungen beobachten.

Während am Ufer noch grobe Felsblöcke liegen, begegnen wir in der Schorre schon gerundeten Geröllen, dann werden die Gerölle immer kleiner, sie gehen in anfangs groben, dann immer feiner werdenden Sand über, und fern von der Küste wird der feine Sand allmälig ersetzt durch einen sandigen Schlamm, der endlich zu feinstem Schlick wird und darin den Uebergang zu den küstenfernen Ablagerungen der Tiefsee findet. Dasselbe Bild der allmäligen Abnahme der Korngrösse begegnet uns in den Nebenmeeren und Mittelmeeren, die lithogenetisch sämmtlich zur Flachsee gehören, selbst wenn ihre Tiefe noch unter die Assimilationsgrenze reicht.

Je nach der Böschung des Meeresgrundes, und nach der Weichheit der Küstengesteine folgen diese verschiedenen Ablagerungen der Flachsee in mehr oder minder breiten Säumen längs des Ufers hintereinander, und so wie die bionomischen Zonen der Flachsee (s. S. 113) in immer grösser werdenden Abständen aufeinander folgen, so ist im Allgemeinen die Zone der Gerölle am schmalsten, dann folgt die etwas breitere Zone des groben Sandes, das noch breitere Band des feinen Sandes, und endlich das ausgedehnte Gebiet des Schlammes. Kies, Grobsand, Feinsand und Schlamm sind also die normalen Facies der Flachsee, und normaler Weise bilden sie parallele, immer breiter werdende Zonen längs der Küste.

An den deutschen Küsten findet man nach der schmalen Kieszone und dem grobkörnigen Grand einen[1]) 2—3 km breiten Gürtel feineren Sandes, dann ein Gemenge von Sand und Schlamm, und in 4 km Abstand und etwa 25 m Tiefe nur noch Schlamm. Die Wanderung der Strandsände (s. S. 834—35) hört in 10 m Tiefe auf.

Aber diese typische zonare Anordnung der Facies ist keineswegs überall zu beobachten, und durch 5 verschiedene Ursachen entsteht eine Veränderung der zonaren Faciesreihe. Die erste Ursache solcher abnormen Faciesentwicklung bieten die Flüsse; denn der Fluss mündet an einer kleinen Stelle des Küstensaumes, und wenn er auch ein breites Delta aufbaut, so ändert er doch auch wieder gerade dadurch die lokale Vertheilung der Facies. Der Fluss bildet Sandbänke und Inseln, eine reiche Vegetation siedelt sich auf denselben an, dann verschwinden sie wieder, und so wechselt beständig der Charakter der Ablagerungen im Delta. Zur Zeit des Hochwassers schiebt der Fluss seine Sedimente weit in die See hinaus, und da wo am flussfreien Küstensaum schon die Zone des Schlammes beginnt, da lagert der angeschwollene Fluss vielleicht erst seinen groben Sand ab. Indem der Fluss Bäume dahinträgt in deren Wurzelgeflecht Steine verstrickt sind, verändert er lokal den Charakter der Ablagerungen und bildet kiesreiche Untiefen mitten im Sand oder Schlamm.

Nach den Grundproben des Blake[2]) findet sich das Sediment des Mississippi nur 200 km von der Mündung, dann beginnen schon die gewöhnlichen Tiefseeformen des Golfes von Mexiko.

Die braune Farbe[3]) des Congowassers ist 450 km weit zu spüren und 400 km weit von der Mündung beobachtet man eine Menge

1) Keller, Zeitschrift für Bauwesen 1881, Sept., S. 4.
2) Agassiz, Blake I, S. 131.
3) Gazelle I, S. 63.

Schilfstücke und verschlungene Bäume mit Wurzeln. Manche dieser schwimmenden Inseln hatten 100 m im Durchmesser. Sie schwimmen meist am Rande des Stromes. Nahe der Mündung wird das Planktonleben immer reicher, trotz des verminderten Salzgehaltes.

Unter 5° S. Br. und 8° O. L in 3475 m findet sich schwarzer zäher Schlick mit reichlichem Pflanzendetritus.

Es kömmt hinzu, dass selbst die Flussmündungen keineswegs immer eine symmetrische Vertheilung ihrer Sedimente zeigen, besonders dann, wenn eine Küstenströmung dem Strande entlang läuft, und die nach dem Meere geführten Flusstrüben und Flusssande nur auf dem Ufer aufgelagert, wohin die Strömung gerichtet ist.

Eine zweite Ursache der Faciesveränderung erblicken wir in der erratischen Drift. Die durch Eisberge transportirten Moränemassen häufen sich im Bereich der Strömungen an, welche Eisberge verfrachten, und durch das Schmelzen eines einzigen blockhaltigen Eisberges kann lokal mitten im Schlammgebiet ein felsiger Boden und eine conglomeratische Facies entstehen.

Am [1]) Südpolarkreis werden Gletscherblöcke durch Eisberge bis zum 66° S. Br. transportirt.

Eine grosse Rolle in der Erzeugung von Faciesunterschieden spielt auch die Abrasion, besonders diejenige submariner Felsen. Mitten im Schlammgebiet der Nordsee erhebt sich die „Doggerbank" eine sandige Untiefe, welche wahrscheinlich [2]) eine abradirte Insel ist, über der sich Schaaren von Fischen sammeln, und den Norddeutschen Fischern reiche Beute liefern. Im Golf von Neapel erheben sich mitten aus dem blauen Schlamm eine Anzahl submariner Klippen: die letzten Reste abradirter Vulkane; und die 3 km lange Secca di Benda Palummo zeichnet sich durch ein reiches Thierleben und sehr wechselnde Facies aus. Die berühmten Fischgründe der Neufundlandsbänke sind ebenfalls weiter nichts als ein durch Abrasion zerstörtes Inselland, und ihr Boden ist mit den verwitterten Felsen und Geröllen desselben weithin bedeckt.

Pflanzen und Thiere des Benthos sind im hohen Maasse geeignet, um die Facies der Flachsee zu verändern. Der Kontinentalschlamm enthält 2—99 % kohlensauren Kalk, zum grossen Theil entstanden aus den abgestorbenen Skeletten von Thieren und Pflanzen. Wo sich im Gebiet des Kontinentalschlammes eine Austernbank ansiedelt, wo ein Kalkalgenlager gedeiht, da wechselt rasch der Kalkgehalt des Sedimentes und damit die Facies des Meeresbodens. Es ist zu betonen, dass eine derartige Veränderung der Facies von ausschliesslich bionomischen Ursachen abhängt, und das mithin eine geringe Veränderung der Wassertemperatur, ein Wechsel in der Strömung rasch eine sehr wesentliche Veränderung des Sedimentes herbeiführt.

Endlich erkennen wir in der Wasserbewegung eine überaus wichtige Ursache des Facieswechsels. Das gröbere Korn der litoralen Sedimente, die Zunahme von Sand und Kies nahe dem Ufer der Flachsee, ist zum Theil eine Wirkung der in jenen geringen Tiefen ununterbrochenen Wellenbewegung. Durch sie wird beständig das Sedi-

1) Sabine, Neues Jahrb. für Min. 1844, S. 312.
2) Metzger, Zool. Ergebnisse der Nordseefahrt 1872, S. 256.

ment geschlämmt, das gröbere Material sinkt rasch zu Boden, der feine Schlamm wird im Wasser vertheilt, und je heftiger und beständiger der Boden von den Wellen aufgerührt wird, desto schlammfreier ist das dort abgelagerte Sediment.

In [1]) der Meerenge von Gibraltar, wie in den Dardanellen ist das Sediment sandig, während es in ähnlichen Tiefen des Mittelmeeres überall schlammig ist. Der Grund hierfür liegt in den beständigen Strömungen, welche beide Meerengen durchziehen. Der Boden des Golfstromes ist im Gebiet seiner grössten Geschwindigkeit vollkommen reingefegt von allen thonigen und schlammigen Bestandtheilen, und ist nur mit gröberen Muschelresten übersäet.

Sandbänke [2]) entstehen überall da, wo sich zwei Wasserströme begegnen und einander in ihrer Bewegung hemmen. So erzeugen fast alle grossen Temperaturströmungen der Weltmeere dort, wo sie sich begegnen und theilweise einander überlagern, weit ausgedehnte Bänke.

Indem wir die Ablagerungen der Küste und der Schorre, die Ablagerungen der Deltas, der Lagunen der Korallenriffe, und der vulkanischen Inseln hier unberücksichtigt lassen, begegnen uns im Gebiet der Flachsee folgende 10 wichtigere Ablagerungstypen, die wir nach ihrer Verbreitung und Bildung einzeln behandeln wollen:

1. Kies und Geröll ist weitverbreitet im Gebiet der Schorre an allen felsigen Küsten. In allen Nebenmeeren (Ostsee, Mittelmeer), die keine bemerkenswerten Gezeiten haben, fällt die Schorre weg, und dann beginnt die Flachsee mit einem Lager meist vollkommen glattgescheuerter Gerölle und Kiesel. An [3]) der Küste von Monaco säumt ein mit Kalkgeröllen bedecktes Band das Ufer. Die Gerölle sind von verschiedener Grösse, nützen sich aber durch die Wellenbewegung leicht ab. Ihre Farbe ist meist bräunlich, mit einem gelben oder grauen Ton. Dazwischen liegen an gewissen Stellen abgerollte Conchilien, dann schwarzer Schiefer in gerundeten Scheiben, Serpentin, Sandstein, Protogin und selten Quarz in Geröllen. Diese letzteren Gesteine stammen aus den Alpen und zwar aus Gebieten, die heute nicht zum hydrographischen System der Küste gehören.

Südlich von La Nouvelle findet man am Ufer ein Lager scharfkantiger Quarzbruchstücke, zwischen denen blätteriger Orthoklas, Quarzit, Glimmerschiefer, Ophit, Serpentin, Granit vorkommt.

An der Küste von Corsika zieht sich, vielfach unterbrochen, ein Band von Geröllen entlang.

An den britischen Küsten sind die Gerölle sehr seltsam vertheilt, gewöhnlich sind sie feinkörnigeren Sedimenten beigemengt und finden sich oft noch in beträchtlichen Tiefen, so dass man anzunehmen geneigt ist, dass sie zur Eiszeit abgelagert worden sind.

Auch an den Nordseeküsten ziehen sie sich längs des Ufers hin, nur von 59° N. Br. zwischen Norwegen und den Orkaden findet man Gerölle bis in 100 m Tiefe.

Längs der Kreideküsten des Kanals und von Rügen finden wir ausgedehnte Lager von Feuersteinknollen, die, aus den Kreidefelsen

1) Delesse, Lithologie du Fond des Meer, S. 338.
2) Kloeden, Erdkunde I S. 88 nach Keller.
3) Delesse, S. 150, 176, 297, 347, 354, 359, 310, 316.

ausgewaschen, dichtgedrängt nebeneinander liegen, untermischt mit erratischem Material.

In der Ostsee liegen Geröllbänke, annähernd parallel der Schwedischen Küste in langen Kämmen nebeneinander. Bei Bornholm treten sie 60 m tief, bei Gotland 100 m tief auf. Wahrscheinlich sind es erratische Schuttmassen.

Im Kanal beobachtet man Kiesflächen von unregelmässiger Gestalt, scheinbar unabhängig von der Richtung der Strömungen. Aehnliche küstenferne Kieslager, von einer Sandzone umgeben, finden wir auch längs der Bretagne mitten im Schlamm.

Der [1]) Triton fand in der Farö-Shetland-Rinne auf dem W. Thomson-Rücken in 475 m ausschliesslich Kies und Steine, Sandstein, Diorit, Glimmerschiefer, Gneiss, Hornblende, glimmerhaltigen Sandstein, Kalkstein; nordöstlich des Rückens in 1100 m (Kalte Area) harten blauen Schlamm, südwestlich (Warme Area) weichen grauen Schlamm vgl. S. 54.

2. Der Uebergang vom Kies zu dem S a n d vollzieht sich meist sehr rasch.

Am [2]) Isthmus von Sablettes findet man am Ufer Kiesel von 1 cm Durchmesser, die schon in 2,5 m Tiefe durch feinen Sand ersetzt werden. Dieser geringe Tiefenunterschied genügt also hier, um eine so wesentliche Veränderung der Facies zu bewirken. Auch wechselt dabei das Verhältniss der mineralogischen Bestandtheile, denn der Kies besteht im Wesentlichen aus denselben Gesteinen wie die umgebenden Gebirge, während der Sand relativ reicher an Quarz ist. Wenn man erwägt, dass der Sand aus der Zerstörung des Kieses entsteht, so begreift man auch, dass darin der härtere Quarz in grösserer Menge enthalten ist, als die chemisch und mechanisch leichter zerstörbaren anderen Mineralien.

Am Golf von Jouan findet man von Garoupe bis nach Croisette einen röthlichen Feldspathsand von sehr gleichmässigem Korn, mit reichlichem Quarz und Glimmer und wenig Granat. Die Körner sind eckig, wenig gerollt, nur ihr Kalkgehalt ist sehr gering. Dasselbe Sediment beobachtet man im Golf von Napoule.

An der Küste von Aude ist der feinkörnige Sand grau, bräunlich und schwärzlich.

Am Fuss der Pyrenäen ist der Sand, entstanden aus der Zerstörung von Granit, recht arm an Feldspath, weil dieses Mineral viel leichter zerstört wird als der überwiegende Quarz.

An der Küste von Pornic findet man einen Quarzsand mit Glimmerblättchen, Granat, Feldspath, Staurolith und Eisenoxyd mit vielen Muschelresten.

Um das Mittelmeer bildet der Sand eine meist schmale, oft durch Felsen oder Kies unterbrochene Randzone. Dieser Rand wird am Fuss der Alpen und der Pyrenäen sehr schmal, an flachen Küsten dagegen wieder breit, besonders wenn Inseln vorgelagert sind oder an den Flussmündungen, und kann manchmal bis in 150 m Tiefe reichen.

Die Beschaffenheit des Sandes trägt manche Züge der umgebenden Küstengebirge zur Schau. An der Mündung des Volturno beobachtet man lange Streifen blauschwarzen Magneteisensandes auf

1) Ann. für Hydrographie 1883, S. 194, 613.

2) Delesse, S. 250, 155, 157, 175, 178, 198, 293, 297, 310, 336.

dem Quarz und Feldspathsand der Küsten, und die Deltaablagerung zeigt ein regelmässiges Wechsellagern solchen hellen und schwarzen Sandes in 0,5—2 cm dicken Schichten.

An der Küste bei Pozzuoli ist ebenfalls Magneteisensand weitverbreitet. Bei Torre del Greco finden wir als Verwitterungsrückstand einer olivinhaltigen Lava einen Olivinsand, der noch in 5 m Tiefe und 500 m vom Strande den Meeresboden bedeckt; während am Fuss der Tuffwände von Sorrento der Sand wesentlich aus Sanidin besteht.

Die Insel Corsika wird von einem Sandgürtel umgeben, der manchmal durch Kieslager ersetzt wird.

Die atlantische Küste von Frankreich wird durch ein meist sehr ausgedehntes Sandlager begrenzt. Am Fuss der Pyrenäen ist dasselbe 10 km breit, bei Arcachon 20 km, und gegenüber der Mündung der Garonne erreicht es eine Breite von 120 km, in Tiefen unterhalb 50 m sind mehrfach feine Kiese eingeschaltet.

Auch fast die ganze Breite des Aermelkanals ist mit Sand bedeckt, wahrscheinlich eine Folge der heftigen Wasserbewegungen.

Die Nordsee, deren Rand vielfach von einem breiten Sandgürtel umgeben ist, hat auch in ihrer Mitte mehrere grosse Sandbänke im Schlammgebiet; sie erheben sich oft bis nahe an den Wasserspiegel und werden dadurch der Schiffahrt gefährlich. Manche dieser Bänke bilden Sandrücken, die parallel nebeneinander herziehen.

Sehr verbreitet sind ähnliche Sandbänke der Nordafrikanischen Küste von Tripoli und Tunis. Im Golf von Gabes findet sich Sand noch 200 km von der Küste.

Auch in der Ostsee ist der Sand weitverbreitet. Bei Bornholm findet er sich noch in 60 m Tiefe, auch an den Flussmündungen ist er vorherrschend, und die lange Dünenkette der deutschen Küste entstammt dem überall vorhandenen Quarzsand der Flachsee.

Eine grosse Rolle spielt hier wie überall die Facies für die Verbreitung der Organismen:

Der[1]) Strand der Kieler Bucht wird meist von feinem, grauen Sand bedeckt. Einige Meter tief geht er über in einen weichen, schwarzen, nach Schwefelwasserstoff riechenden Schlamm, der hauptsächlich aus feinem Thon, faulen Pflanzenstoffen und animalischen Resten besteht. Ein Hauptbestandtheil desselben bildet das abgestorbene Seegras *(Zostera marina)*, das von 5—18 m Tiefe in dichten Schichten auftritt. Es findet sich lebend vom Strand bis zu 10 m tief, und bildet ausgedehnte Wiesen, in denen sich viele Fische, Krebse, Würmer, Mollusken und Echinodermen aufhalten. Wo Steine den Boden bedecken, siedelt sich *Fucus vesiculosus* und *F. serratus* an.

In der flachen sandigen Litoralregion lebt *Arenicola piscatorum L.*, *Cardium edule* und *Mya arenaria* im Sande eingegraben. An Steinen hängen *Spio seticornis Fab. Litorina litorea L., L. tenebrosa Mont.* und *Rissoa ulvae Perm.* kriecht oft zahlreich in kleinen Lachen herum. Unter trocken gelegten Steinen findet sich *Jaera, Sphaeroma* und *Planarien,* hin und wieder auch *Corophium longicorne Fab.* und *Anthura gracilis Mont. Crangon vulgaris* ist hier nicht so häufig, wie auf dem breiten Sandstrand der Nordsee. Dagegegen ziehen im

1) Meyer & Moebius, Fauna der Kieler Bucht, 1.

Sommer dichte Schaaren von *Palaemon squilla L.* im flachen Wasser entlang. *Carcinas maenas L.* späht überall nach Beute.

Die Region des grünen Seegrases reicht vom Strand bis zu 10 m Tiefe und ist reicher belebt als der Sandstrand. Das nahe am Wasserspiegel wachsende Seegras ist im Sommer von unzähligen *Rissoa labiosa Mont.* bedeckt, dazwischen leben *Sygnathus acus L., S. typhle L.* und *S. ophidion L.*, sowie verschiedene Varietäten von *Lacuna vincta Mont.* Auch viele Opisthobranchiaten leben hier, wie *Aeolis, Doris, Polycera, Elysia* und *Pontolimax*. An den Seegrasblättern sitzen *Ascidia, Membranipora* und Schaaren von *Mysis flexuosa Müll. Gammarus locusta Mont., Amphitoe* und *Idotea tricuspidata Desm.* verkriechen sich darin. Im Sommer kriechen viele junge Exemplare von *Asteracanthion* darauf herum.

Auf *Fucus vesiculosus*, der bei Düsternbrook und Holtenau in dieser Region auftritt, halten sich *Littorina obtusata L.* und *Sphaeroma sp.* auf.

Ein eigenthümlicher Platz in der Region des Seegrases ist der flache Theil der Rhede von Laboe. Der Boden ist sandig und schlammig und dicht mit Ulven bewachsen, worauf Schaaren von *Rissoa ulvae Penn.* und *Littorina tenebrosa Mont.* leben. Im Sande ist *Spio seticornis* sehr häufig und im schwarzen Schlamme leben *Capitellio capitata Lm.* und eine *Clitellio*-Art.

Die Region des abgestorbenen verwesenden Seegrases von 5 bis 18 m Tiefe, wird noch von manchen nackten Hinterkiemern bewohnt, die schon als Insassen der grünen Seegrasregion genannt wurden, nämlich von *Aeolis Drummondii, Ae. rufibranchialis, Ae. alba, Doris muricata, D. proxima, Pontolimax capitatus* und *Elysia viridis.* Die letzte dieser Schnecken wurde im Winter wiederholt in zahlreichen Gesellschaften in derselben angetroffen. Ihr vorwiegender Bewohner ist jedoch *Acera bullata*, wovon fast jeder Zug des Schleppnetzes viele Exemplare zu Tage befördert. Zieht man es im Frühling über den Grund, so sammelt sich auch der Laich dieser Schnecke darin an, bisweilen so reichlich, dass man Hände voll davon herausnehmen kann.

Ein recht häufiger Bewohner des abgestorbenen Seegrases ist die kleine *Terebella zostericola Oersd.*, die eine Schleimröhre an die Blätter klebt, woraus sie sehr lange, hin und her tastende Fühlfäden hervorstreckt. Eine ähnliche Wohnung baut sich hier auch *Nereis zostericola Oersd.* auf den braunen Zosterablättern. *Dynamena pumila L., Campanula geniculata Ellis* entwickeln auf ihnen ihre zierlichen Büsche und auch die Strobilaformen von *Medusa aurita Per. Cyanaea capillata Esch.* nehmen darauf Platz. Zwischen den Massen des faulenden Seegrases, die das Schleppnetz gewöhnlich schnell füllen und das Aufziehen desselben sehr erschweren, trifft man stets auch Würmer an, besonders *Polynoë*- und *Nereis*-Arten, *Eulalia, Nephthys borealis Oersd., Eteone pussilla Oersd., Castalia punctata Oersd., Scoloplos armiger Müll., Oncholaimus*-Arten, *Polystemma roseum Oersd.* und *Nemertes gesserensis Müll.*

In sandigem Boden unter dem todten Seegras hält sich *Cardium fasciatum Mont.* auf, und im Winter ziehen sich auch *Palaemon squilla L., Mysis flexuosa Müll.*, und *Asteracanthion rubens L.*, in diese Tiefe zurück.

An der Oeffnung der Bucht, bei Bülk, besteht der Seeboden aus unfruchtbarem Sand und Steinen, worauf kein Seegras gedeihen kann. Hier wachsen aber fast auf jedem Steine Büschel von Blasentang, zu dem sich in grösseren Tiefen auch Sägetang gesellt. Diese Tange sind die Vertreter des grünen und todten Seegrases in den ihren Regionen entsprechenden Tiefen.

Die Thierbevölkerung dieser Gegend ist nur spärlich, aber eigenthümlich. Nur hier wurden einige Schaalen von *Amphisphyra hyalina Turt.* gefunden und *Chiton cinereus L.*, und *Acmaea testudinalis Müll.* von heraufgehobenen Steinen, Tangblättern oder Schaalen lebender *Littorinen* abgenommen, und einige Exemplare von *Astarte sulcata da Costa* an tiefen Stellen mit dem Schleppnetz gefangen. *Littorina obtusata L.*, *Cynthia rustica Müll.*, und *Spirorbis nautiloides Lm.* findet man auf Blasentangbüscheln gewöhlich in zahlreichen Gesellschaften, und neben ihnen einzelne *Lacuna vincta Mont.* Häufig bilden auch Moosthiere *Sarcochitum polyoum Hassall* und mehrere *Alcyonidium*-Arten und Gruppen der zierlichen *Clava multicornis Pall.* Ueberzüge ihrer Blätter, zwischen welche sich der schöne, kirschroth gefleckte *Gammarus Sabinei Leach* einzeln verbirgt. Zuweilen begegnet man schwimmenden Blasentangbüscheln, die entweder von grossen Steinen losgerissen wurden, oder sich mit ihrem kleinen Steine in die Höhe hoben, weil die Entwickelung der Lufthöhlen ihr specifisches Gewicht so sehr verminderte, dass sie der Stein nicht mehr am Boden halten konnte. Mit ihnen steigt dann auch die thierische Bevölkerung an die Oberfläche und wird endlich irgendwo an den Strand geworfen, dem auf diese Weise auch mancher Stein aus der Tiefe zugeführt wird.

Grössere Steine tragen oft auch Ueberzüge eines Schwammes (*Halichondria panicea Pall.*), worauf sich *Nymphon grossipes Müll.* gern aufhält. Von Würmern findet man auf ihnen *Castalia punctata*, *Spio seticornis Fab.*, *Polynoë*, *Terebellen* und verschiedene *Turbellarien* (*Polystemma* und *Monocelis*). Auch sind sie der gewöhnliche Wohnplatz der dickhörnigen Seerose (*Tealia crassicornis Lm.*).

Die Region der rothen Algen von 9—18 m Tiefe nährt die grösste Sternschnecke der Bucht, die *Doris pilosa*, die zarte *Ancula cristata* und die schwarzgestreifte *Polycera quadrilineata.*. Die letztere steigt jedoch auch in die beiden nächst höheren Regionen hinauf, wie umgekehrt *Elysia viridis* aus den Seegrasregionen zu den rothen Algen hinunter geht. *Embletonia pallida* und *E. Mariae* führen hier auch ihr verborgenes Leben.

Crenella discors Wood liebt es, sich zwischen den Zweigen rother Algen festzusetzen. Wachsen diese auf schlammigem Grunde, so sind sie oft auch von *Molgula tubularis Rathke*, einer fast kugelrunden Seescheide, bewohnt, die sich gern mit todten Pflanzenstückchen beklebt. Auf den Algenzweigen siedeln sich auch Colonien von *Alcyonidien* und *Crisien* an.

In dieser Region kommen *Stenorhynchus phalangium Lm.* *Hippolyte Gaimardii Edw.* und *Podopsis Slabberii van Ben.* zerstreut vor; häufiger als diese ist *Gammarus Sabinei Leach* hier. Die dünnleibigen Kruster: *Caprella linearis Hbst.* und *Leptomera pedata Müll.* wohnen hier gesellig auf Algen und Schwämmen, worauf sich ihre

Hinterbeine festklammern, während sich der Vorderkörper aufgerichtet mit den tastenden Fühlern und Fangbeinen umherwiegt.

Syphonostoma plumosum Müll. hängt durch zahllose schleimige Fäden in den Algenzweigen fest. Ein kleiner grüner Seeigel, *Echinus miliaris Leske*, scheint nur vereinsamt daran herumzukriechen. *Lucernaria quadricornis Müll.* wird nur als seltener Bewohner der Bucht in dieser Region angetroffen.

An tiefen sandig-lehmigen Stellen zwischen Friedrichsort und Bülk lebt *Aeolis papillosa*, und auf ähnlich beschaffenen Gründen an der Mündung der Bucht liegen Bänke von *Cyprina islandica L.* Zerstreut kommt diese grosse Muschel binnenwärts bis in die Nähe des Hafens vor; auf ihrer Schaale sitzen ebenso wie auf *Mytilus edulis*. manchmal Gruppen von *Balanus crenatus Brug.* Auf den tiefen Sandgründen an der Mündung der Bucht, wo Stein- und Goldbutt gefischt werden, lebt *Fusus antiquus L.* und trägt auf seiner Schaale oft *Bryozoen*.

Die Region des schwarzen Schlammes in 10—20 m Tiefe, ist durch viele eigenthümliche Thierarten und durch Reichtum an Individuen ausgezeichnet. Sie beherbergt die kleine *Cylichna truncata Turt.* und *Philine aperta L.*; *Cerithium reticulatum da Cost, Buccinum undatum L.* und *Nassa reticulata L.* (stets mit *Hydractinien* auf ihrer Schaale) kommen zwar auch in den Regionen des todten Seegrases und der rothen Algen vor, allein in Schlammgrund, der viel zerfallene Reste todten Seegrases enthält, sind sie weit zahlreicher und auch grösser. *Crenella nigra Gray* spinnt sich hier an Steinen oder an kleinen Büscheln von Miessmuscheln fest, die sich auch in diesen dunklen Tiefen durch ihren Byssus vor Anker legen. *Corbula nucleus Lmk., Solen pellucidus Penn., Syndosmya alba Wood, Scrobicularia piperata Gm.* und *Tellina solidula Pult.* sind Muscheln, welche fast überall im schlammigen Grunde leben. An manchen Stellen ist die kaum linsengrosse *Montacuta bidentata Mont.* überraschend häufig.

Von Krustenthieren geht nur *Cuma Rathkii Kröy* in diese Region, wo sie überall in den Schlamm eingegraben lebt.

Hier ist das eigentliche Reich der Würmer. *Nepthys borealis Oersd.* und *Scoloplos armiger Müll.* entführt fast jeder Schleppnetzzug aus ihren dunklen Wohnplätzen an's Tageslicht. *Leucodore ciliata Johnst.* lebt in Röhren von Schlammtheilchen gesellig auf lebenden und todten *Cyprinen*, auf gesunkenen Holz- und Lederstücken im Hafen. Mehr zerstreut schlängeln sich *Phyllodoce mucosa Oersd. Eteone pusilla Oersd.* und *Cephalotrix coeca Oersd.* durch den lockeren Schlamm. *Terebellides Strömii Sars* und eine Species *Sabellides* bauen sich hier walzenförmige dickwandige Röhren aus Schleim und Schlamm, und *Amphitrite auricoma Sav.* sucht daselbst Sandkörnchen für ihren Köcher zusammen. An flacheren Stellen dieser Region, besonders nahe bei der Stadt, leben auch zwei verschiedene *Dipteren*-Larven in weichem Boden. An einigen der tiefsten Punkte ist der finstere Grund dicht mit biegsamen, schlammbedeckten Röhren einer kleinen Sabelle (*Chone papillosa Sars.*) gespickt, und wühlen zwei bleiche, augenlose Würmer: *Priapulus caudatus Lmk.* und *Halicryptus spinulosus Sieb.* im schwarzen Moder. In dieser Tiefe halten sich auch die grössten Exemplare von *Asteracanthion rubens L.* auf. Diese Seesterne und

auch *Buccinum undatum* fangen sich gewöhnlich an den auf den Grund gesenkten Angeln der Fischer; sie mögen also wohl die daran befestigten Würmer ebenso gerne fressen, wie die Schollen, welche man damit ködern will. Ungemein zahlreich ist ein hübscher ziegelrother Schlangenstern, *Ophiura albida Forb.*, und eine kleine freie Seerose, *Edwardsia duodecimcirrata Sars.* im weichen Moder der Schlammregion.

Auf der Oberfläche der Hafenpfähle und Bretter, der Badeschiffe, Böte nnd Landungsbrücken, siedeln sich, so weit sie unter Wasser stehen, Miessmuscheln (*Mytilus edulis L.*) an, deren junge Brut oft wie ein dichter Rasen darauf wuchert. Zwischen oder auf ihnen wachsen nicht selten Büschel von *Campanularia geniculata Ell.* und *Eudendrium rameum Ehbg.*, auf denen *Aeolis exigua* und *Aeolis Drummondii* im Jugendalter gern weiden. Am 17. November 1861 fanden die Beobachter einen grossen Fischkasten im Hafen, den die Fischer, um ihn zu reinigen, aus dem Wasser gezogen hatten. Ihn bedeckte ein dichter grauer Rasen von *Eudendrium rameum*, der sich in der kurzen Zeit zweier Monate darauf entwickelt hatte; denn am 17. September desselben Jahres hatte man den Kasten, frisch getheert, in das Wasser gebracht.

Inwendig im Holze, das im Wasser steht, bohren *Teredo navalis L.* und *Teredo norvegica, Spengl.* ihre Wohngänge und tapeziren sie mit einer dünnen Kalkschicht aus.

Die reichsten unter den künstlichen Wohnplätzen in der Kieler Bucht sind die Muschelpfähle. So heissen die Bäume, welche die Fischer von Ellerbeck auf den zu ihren Häusern gehörenden Plätzen unter Wasser pflanzen. Die Muschelbäume ziehen sich an beiden Seiten der Bucht dem Düsternbrooker und Ellerbecker Ufer entlang; gleichsam wie unterseeische Gärten, die man nur bei ruhiger See unter dem klaren Wasser sehen kann. Treiben anhaltende Westwinde viel Wasser aus der Bucht hinaus, so ragt wohl hier und da die höchste Spitze eines Baumes über den niedrigen Wasserspiegel heraus. Sonst bleiben sie immer bedeckt und unsichtbar.

Auf den stärkeren Aesten sitzen häufig Seesterne, mit Muscheln im Magen, also im Begriff zu speisen, nnbeweglich fest. Braune Seenelken *(Actinoloba dianthus Ell.)* und grosse Seescheiden *(Ascidia canina Müll.)* sind einzeln zerstreut oder gruppenweis darauf angesiedelt. Fleischfarbige *Nereiden* schlängeln sich zwischen den schwarzen Muscheln hin; Schuppenwürmer *(Polynoe)* kriechen langsam über die Schaalen und *Nemertinen* gleiten im schlüpfrigen Ueberzuge des Baumes dahin. Unter der Rinde liegen dünne Fadenwürmer *(Oncholaimus)* zusammengeknäuelt und im Innern des Holzes wohnen Schiffsbohrer.

Wenig Schaalen der Miesmuscheln sind rein und unbewohnt; oft sitzen die Polypenformen der Ohren- und Haarqualle darauf; viele tragen Actinien, Ascidien nnd Stöcke von *Campanularia geniculata Ell.*, *Eudendrium rameum Ehbg.*; und *Sarsia tubulosa Less.*, worin sich nackte Fadenschnecken *(Aeolis Drummondii, Ae. rufibranchialis, Ae. exigua)* nnd *Dendronotus arborescens* aufhalten.

Beinahe[1]) das ganze Areal des Golfes von Triest erfüllt ein

1) Oestreicher, Verh. Geol. Reichsanstalt. Wien 1868, S. 48, 143.

Schlammgrund, der an den Mündungen des Dragogna und Risano als gelber Lehm, sonst überall als eine schwarzgraue Masse auftritt. An der nördlichen Küste, wo die Friauler Flüsse münden, reicht der hellgelbe Flusssand bis 2 km vom Ufer. Da, wo er in 8—10 m Tiefe in den schwarzen Schlamm übergeht, dehnt sich ein langer Streifen dunkler Pflanzen aus. Im Südwesten ist eine Ablagerung von grobem Muschelsand. An allen Inseln und Untiefen findet sich mitten im Schlamm ein sandiges Sediment. Foraminiferen sind in allen Ablagerungen häufig.

Der [1]) Lauf des Golfstromes wird durch die Beschaffenheit der Bodenproben gekennzeichnet. An jeder Seite des Golfstromes besteht der Boden aus weichem Schlick, aber in dem Gebiet des Stromes selbst aus kleinen harten Stücken von zertrümmerten Korallen. Auf der Höhe von Charleston erstreckt sich dieser Korallenboden über die ganze Breite des Stromes.

Die Form und Ausdehnung submariner Sandflächen ist grossen zeitlichen Schwankungen unterworfen. Ein interessantes Beispiel hierfür bildet jene Sandbank, die als Adamsbrücke [2]) von Südindien nach dem nördlichen Ceylon hinüberreicht. Die durch den Nordost- oder Südwestmonsum aufgeregten Wellen drängen sich durch die Palkstrasse hindurch und bilden Sandbänke von wechselnder Form und wechselnder Lage, die theilweise verhärtet als Sandsteinklippenzug die flache Meerenge durchsetzen. An den dabei gegebenen Profilen, kann man sehen, dass alle Arten von Schichtung in diesen Klippen auftreten, dass aber die unregelmässige Schichtung und die Diagonalschichtung dabei vorherrscht.

Der [3]) Seeboden, wenn er aus Sand oder aus feinem Kies besteht, ist niemals ganz eben, sondern stets flach gefurcht. Siau beobachtete im Hafen von St. Gilles am Kanal diese Rippelmarken bis in eine Tiefe von 188 m. In den Thälern lagen schwere Basaltkörner, auf den Rücken leichter Kalksand. In 20 m Tiefe waren die Rücken 30—45 cm voneinander entfernt und 8—10 cm über den Thälern erhoben. In den grösseren Tiefen wurden die Wellenlängen kleiner [4]).

3. Durch Vorwiegen des Schlammes, und Zurücktreten des Sandes entsteht ein Sandschlamm, der allmälig überleitet zu dem schon mehrfach, als typisches Sediment der Flachsee genannten Kontinentalschlamm. Je nach seiner vorherrschenden Farbe unterscheiden wir zuerst den Blauschlamm.

Am Golf von Gascogne ist der schlammige Sand in einer breiten Uebergangszone zu finden, die von 50—60 m Tiefe reicht und zwischen Sand und Schlamm vermittelt. Aber in der Regel ist der Sand nur auf eine schmale Uferzone beschränkt, und macht schon in 15 m Tiefe dem Blauschlamm Platz.

Die Kontinentalstufe und der Abfall der Kontinente gegen die Tiefsee, ebenso wie die ganz oder halb abgeschlossenen Meere werden bedeckt von einem blauen oder schieferfarbigen Sediment, dessen oberste

1) Bartlett, Annalen für Hydrographie 1882, S. 654.
2) J. Walther, Petermanns Erg.-Hefte No. 102.
3) Hagen, Seeuferbau, I, S. 103.
4) Ueber die Bildung der Rippelmarken vergl. A. R. Hunt, Proc. R. Soc. London 1882, S. 1, Darwin, das. 1883, S. 18.

Schicht im Kontakt mit dem Seewasser eine mehr rothe oder braune Farbe besitzt. Die blaue Farbe verdankt es dem Gehalt an organischer Substanz und Eisensulphid, während die rothe oder braune Farbe der obersten Schicht von Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat herrührt. Getrocknet wird der Kontinentalschlamm durch Oxydation des Eisensulphides gran oder braun. Die Konsistenz ist meist erdig, seltener thonig, und der Kalkgehalt kann bis zu 35 % betragen.

Die grösste Tiefe, in welcher blauer Schlamm vom Challenger beobachtet wurde, betrug 5120 m.

Nach Behandlung mit Salzsäure bleibt ein brauner oder grauer Rückstand, der im Mittel 88 % beträgt. Im Allgemeinen sind die Mineralkörner grösser nahe der Küste, und feinkörniger nach der Tiefe zu, sofern nicht Eisberge gröberes Material den Tiefseeablagerungen beimengten. Der Challenger fand in 32 Fällen nur eckige, in drei Fällen nur gerundete, und in 21 Fällen gerundete und eckige Körnchen. Die Grösse der Mineralkörnchen schwankt von 0,06 zu 0,3 mm im Durchmesser.

Während Quarzfragmente in echten Tiefseesedimenten selten oder nicht vorhanden sind, werden dieselben in dem Kontinentalschlamm sehr häufig und geradezu charakteristisch. Ausserdem findet man: ältere krystallinische Gesteine, Quarzit, Sandstein, Kalkstein, Orthoklas, Plagioklas, grüne Hornblende, Augit, weissen und schwarzen Glimmer, Epidot, Chlorit, Zirkon, Turmalin und Glaukonit.

Bemerkenswerth für die grosse Verschiedenheit in der Zusammensetzung des Kontinentalschlammes sind zwei Analysen von derselben Station im Atlantik 3474 m tief:

		I.	II.
Glühverlust	:	5,6	6,2
$Si\ O_2$	:	64,2	59,5
$Al_2\ O_3$	:	13,5	19,4
$Fe_2\ O_3$	:	8,3	7,1
		u. s. w.	

Der blaue Kontinentalschlamm bedeckt ausser dem Küstensaum und dem Boden der Mittelmeere, auch die ganze Fläche des Nördlichen Eismeeres.

An[1]) den Küsten der Bretagne sieht man ebenso wie an manchen britischen Gestaden, dass der Schlamm längs des Ufers überall da am meisten verbreitet ist, wo die Küste aus Schiefergesteinen besteht, so dass in diesen Fällen ein Zusammenhang von Küstengestein und Sediment leicht zu erkennen ist. Aber da fast alle verwitterten Gesteine schliesslich Schlamm bilden, so ist seine weite Verbreitung nicht schwer zu erklären.

Im Mittelmeergebiet ist der Blauschlamm sehr weit verbreitet. An steilen Küsten findet er sich schon ganz nahe am Strand. Im Golf von Neapel findet man bis in 15 m Tiefe und bei einem Küstenabstand von 200 m noch ziemlich viel Sand. Bei 500 m Entfernung und 25 m Tiefe nimmt der Sand ab, und das Sediment wird schlammig, und 750 m vom Ufer in 32 m Tiefe ist kaum noch der Sand im Schlamm zu bemerken. In 50 m Tiefe endlich ist ein ganz weicher

1) Delesse, S. 197, 294, 297, 301, 304, 328, 356.

Schlamm vorherrschend. Die im Sande häufigen Muscheln sind verschwunden und ausser kleinen Ophiuren findet man nur wenige kleine Holothurien und Anneliden.

Indem man sich von den Küsten Corsikas entfernt, trifft man bald auf Schlamm. Er nähert sich oft sogar in tiefen Buchten ganz dem Ufer bei Portovecchio, St. Manza, Bonifacio, Ajaccio, Sagone, Porto und Calvi. Der Schlamm scheint wesentlich aus der Zerstörung feldspathreicher Granite entstanden zu sein. Im Golf von Gascogne beginnt der Schlamm bei Cap Breton in 375 m, bei St. Sébastien schon in 50 m Tiefe.

Ein mehr oder weniger kalkreicher Schlamm bedeckt die Mitte des genannten Golfes. Nach dem Ufer zu folgen abwechselnde Zonen von Sand, sandigem Schlamm, Schlamm und Kies. Zwischen den Parallelen von Oberon und Tout-l'Abbe erstreckt sich eine breite Zone von Schlamm fast parallel der Küste. Im Süden ist sie 70 km, im Norden nur wenige Kilometer vom Strande entfernt, ihre Tiefe wechselt zwischen 65 und 135 m.

Dass im Kanal fast aller Boden mit Sand bedeckt ist, haben wir schon erwähnt. Nur den Küsten entlang beobachtet man viele Schlammgebiete von geringer Ausdehnung, besonders in den ruhigeren Buchten und in der Nähe von schieferigen Gesteinen.

Im Golf von Persien folgt auf die Sandzone am Ufer ein ausgedehntes Schlammgebiet, das sich dem östlichen Ufer nur wenig nähert. An gewissen Stellen steigt der Schlamm bis zu sehr geringen Tiefen herauf. Schlammflecken sind im südlichen Golf im Sandgebiete häufig.

An den Niederländischen Küsten fehlt der Schlamm fast vollständig, ebenso an den westlichen Küsten von Dänemark, um so weiter ist er im mittleren Gebiet der Nordsee verbreitet. Eine isolirte Zone desselben zieht sich längs Dänemarks von 100—400 km Breite. In der Norwegischen Rinne ist ebenfalls Schlamm vorherrschend. Im Allgemeinen finden wir in der Nordsee Schlamm in geringen wie in grossen Tiefen.

In der Ostsee bedeckt der Schlamm einige voneinander gesonderte Flächen und lässt sich immer in einiger Entfernung von der Küste oder von den Inseln verfolgen.

An der Travancoreküste[1]) befinden sich bei Narracal und bei Poracaud vor den Lagunen schlammige Bänke, auf denen zur Zeit des SW.-Monsums die Wellen fast ruhig sind. Nächst dem Schlamm ist wohl das Oel daran schuld, welches im Schlamm enthalten durch Stürme aufgewühlt und zur Oberfläche aufgetrieben wird.

4. Statt[2]) des blauen Kontinentalschlammes findet sich an felsigen Küsten, an denen keine grossen Flüsse münden, grüne Sedimente, in denen Glaukonitkörner vertheilt sind. Man bezeichnet sie als **Grünschlamm**.

An der Küste von Kalifornien fand die Tuscarora in 180 bis 730 m schwarze Sande, welche fast gänzlich aus dunkelgrünen 0,6 mm grossen Glaukonitkörnchen bestanden. So reine Glaukonitsande sind

1) King, Rec. Geol. Survey of India, Bd. XVII, S. 27.
Lake, das., Bd. XXIII, S. 41.
2) Challenger, Deep Sea Dep., S. 236 f.



selten, während grünsandhaltige Sedimente in Tiefen von 180 bis 1645 m ziemlich weitverbreitet sind. Vereinzelte Glaukonitkörner finden sich aber auch ebenso in geringeren wie in grösseren Tiefen, nur nicht so zahlreich, dass man das Sediment Grünsand nennen dürfte. Glaukonit fehlt in den eigentlichen Tiefseeablagerungen und überall da, wo viel Eisenoxydhydrat oder viel Flussschlamm vorhanden ist.

Vergesellschaftet mit dem Glaukonit treten Phosphatconcretionen auf.

Der Grünschlamm findet sich von 180—2300 m. Der Kalkgehalt beträgt Spuren bis 56 %, er nimmt mit grösserer Tiefe und Entfernung vom Lande zu. Der Lösungsrückstand beträgt: 44 bis 100 %. Darunter finden sich die Kieselreste von Diatomeen, Radiolarien, Spongien, Sandforaminiferen in 1 bis 50 %. Eckige Mineralkörner sind (abgesehen von den runden Glaukonitkörnern) häufig vorhanden und haben einen Durchmesser von 0,06 bis 0,2 mm. Quarz, monokliner und trikliner Feldspath, Magnetit, Hornblende und Augit sind am häufigsten, aber geradezu charakteristisch sind Bruchstücke festländischer Gesteine, sowie Turmalin, Zirkon und Granat. Kleine Concretionen von Kalkphosphat sind häufig.

Nach geringeren Tiefen zu geht der grüne Schlamm in Grünsand über, der sich nur in Tiefen oberhalb 1650 m findet. Die mittlere Korngrösse beträgt 0,2 mm.

In manchen Fällen ist der Glaukonitgehalt des Kontinentalschlammes durch mechanische Beimengung von Glaukonitsand entstanden. So beschreibt Delesse[1]) vereinzelte Glaukonitkörner im Sand von Honfleur, von Saint-Valery-en-Caux, von Calais, Dunkerque, an der Mündung des Escaut, von Zandvoort und anderen Küsten, an denen glaukonitische Gesteine anstehend gefunden werden.

5. Daneben giebt es aber primär entstandene G r ü n s a n d e, die ein besonderes geologisches Interesse beanspruchen.

Unter[2]) den Mineralien moderner mariner Absätze ist der G l a u k o n i t eines der interessantesten und am weitesten verbreitet. Dieses Interesse hat darin seine Begründung, dass er eines der wenigen Silikate ist, welche sich im heutigen Meer bilden, und dass er nicht universell über den Meeresboden verbreitet, sondern auf die Sedimente der Küstenzone beschränkt ist. Die Glaukonitkörner der heutigen Sedimente bieten in Form und Grösse eine vollkommene Uebereinstimmung mit den in dem Erdschichten vom Cambrium bis zum Tertiär beobachteten.

Unter den von der Tuscarora an den Küsten von Californien gesammelten Grundproben sind verschiedene Proben eines dunkelgrünen oder schwarzen Sandes, der fast vollständig aus fast 1 mm grossen Glaukonitkörnern besteht. Einige wenige Foraminiferen und Mineralkörnchen von derselben Grösse sind diesen dunkelgrünen Glaukonitkörnern beigemischt. Wenn die von Murray untersuchten Proben in demselben Zustand gefunden wurden, als sie zur Beobachtung kamen, so ist das Sediment, welches sich in 180 m bis 550 m hier findet, der reinste Glaukonitsand der Gegenwart; denn alle übrigen bekannten Glaukonitsedimente sind nicht so rein wie die erwähnten.

1) Delesse, S. 217, 238, 233, 236, 238.
2) Murray & Renard, Chall. Deep Sea Deposits, S. 378 f.

Die reinsten Glaukonitsande des Challenger enthalten 40—50 % Foraminiferen und andere Kalkreste zusammen mit den Resten von kieseligen Organismen. In der Regel erkennt man die Glaukonitkörner erst wenn man den Kalk mit Säure entfernt hat.

Der Rückstand ist gewöhnlich grünfleckig oder braun, und besteht aus zahlreichen dunkelgrünen Glaukonitkörnern nebst den Ausgüssen von Foraminiferen und anderen Kalkorganismen in hellgrüner oder brauner Farbe.

Die einzelnen Glaukonitkörner sind kaum grösser als 1 mm, aber auf der Agulhas Bank werden sie in 180—270 m Tiefe zu mehreren Centimeter grossen Knollen miteinander cämentirt. Die typischen Körner sind immer rund, oft warzig, hart, schwarz oder dunkelgrün, manche sind vollständig mit einer hellgrünen Haut überzogen, ihre Oberfläche ist entweder matt oder glänzend. Gelegentlich zeigen sie die ungefähren Umrisse einer Foraminifere oder anderer Organismen.

Untermischt mit solchen typischen Körnchen mag man wohl auch zahlreiche hellgrüne Körner sehen, welche offenbar die Form der Kalkschaalen darbieten. Manche sind geradezu innere Modelle, welche mit aller Schärfe und Genauigkeit die Form der Schaalenkammer wiedergeben, in denen sie abgelagert wurden.

In manchen Sedimenten überwiegen die hellfarbigen und braunen Ausgüsse, so in der Torresstrasse in 280 m Tiefe.

Wenn man den Lösungsrückstand mit viel Wasser schüttelt, so scheidet sich das Sediment in drei verschiedene Theile. Der erste Theil besteht aus typischen dunkelgrünen Glaukonitkörnern, der zweite enthält mehr helle Körner, und der dritte wird grösstentheils aus weissen, hellgrauen, gelben und bräunlichen Abgüssen gebildet. Wenn man eine Probe typischen Grünschlammes härtet und einen Dünnschliff anfertigt, so kann man beobachten, dass eine grosse Zahl der Foraminiferenkammern und der Hohlräume in Echinodermenstacheln hohl sind, während andere zum Theil ausgegossen sind mit einer bräunlichen halb durchsichtigen Substanz. Diese braune Masse kann ein oder zwei Kammern erfüllen, oder nur ihre Innenfläche auskleiden; in dieser Weise findet man alle Uebergänge von nur theilweise, zu vollkommen ausgefüllten Hohlräumen. Oftmals beobachtet man, dass einige der kleineren Kammern entschieden grün gefärbt sind, während die grösseren gelb oder bräunlich erscheinen; wiederum sind andere Schaalen mit einer dunkelgrünen Substanz erfüllt, welche alle Eigenschaften des typischen Glaukonits darbietet. So kann man eine Uebergangsreihe aufstellen von der hellbraunen Substanz zu der hellgrünen Füllmasse und endlich zu den dunkelgrünen Glaukonitkörnern. Nie hat man äussere Abgüsse an der Oberfläche von Foraminiferenschaalen beobachtet, obwohl ausnahmsweise einige Schälchen einen dünnen glaukonitischen Ueberzug erkennen liessen. Sehr häufig gaben die röthlichen unvollständigen Foraminiferensteinkerne die Reaktion von Kalkphosphat.

Es scheint, dass durch das Wachsthum des Glaukonitsteinkernes oftmals die Foraminiferenschaale gesprengt wird und dann beim Weiterwachsen ein unregelmässig gerundetes Korn entsteht. In manchen Grünsanden und Grünschlammen findet man zahlreiche kleine Körner von derselben Grösse und Form wie die Glaukonite, von bräunlicher

oder grüner Farbe, die nach ihrer Struktur zu urtheilen, umgewandelte Körner krystallinischer Gesteine sind.

Endlich mag noch erwähnt werden, dass in dem Grünschlamm geringerer Tiefen, mit dem Glaukonit oftmals eine braungrüne amorphe Substanz auftritt, mit oder ohne organischen Gehalt, welche auf dem Platinblech erhitzt schliesslich die braune Farbe von Eisenoxyd annimmt.

Dünnschliffe von Glaukonit werden beim Poliren durchsichtig und besitzen eine wundervolle grüne Färbung; sie sind im allgemeinen homogen, ohne speciellere Struktur, sofern nicht kleine Fremdkörper eingeschlossen sind. Bisweilen ist die Farbe am Rand etwas dunkler, aber solche Ausnahmen scheinen von beginnender Zersetzung herzurühren. In zersetztem Zustand kann auch die normale grüne Farbe in röthliche oder bräunliche Nüancen übergehen. Niemals waren Anzeichen für Dikroskopismus zu erkennen. Unter gekreuzten Nickols löscht der Schliff nie auf einmal aus, sondern zeigt aggregirte Polarisation. Niemals haben die Körner einen zonaren Aufbau, wenn sie nicht zersetzt zu werden beginnen, ebenso wenig erkennt man eine radialfaserige oder concretionäre Struktur; die Glaukonitsubstanz selbst ist homogen.

Glaukonit findet sich ausschliesslich in terrigenen Sedimenten nahe den kontinentalen Landmassen; er wird selten und fehlt vollständig nach der Mitte der Oceanbecken zu. Er ist charakteristisch und gelegentlich sehr häufig in Grünschlamm und Grünsand, und fast immer, wenn auch in geringer Menge in Blauschlamm zu finden. Er kömmt auch in Globigerinenschlick vor, wenn derselbe nahe von der Küste stammt und wenn festländische Sedimenttheile darin häufig sind. Ja sogar in Rothem Thon und anderen echt pelagischen Sedimenten wurde er aufgefunden, wenn dieselben von Gegenden stammten, in welche festländische Partikelchen durch treibende Eisberge oder durch Wind getragen werden. Zweifellos ist es ob irgendwo typische Glaukonitkörner in der Nähe von Vulkanen vorkommen, ebenso fehlten sie dem Korallenschlamm und Korallensand, sofern diese nicht an kontinentalen Küsten auftreten. Wo festländischer Detritus durch Flüsse in grosser Menge ins Meer geführt wird, wo sich Sedimente sehr rasch anhäufen, ist der Glaukonit relativ selten, während er zahlreich auftritt wo die Sedimentation langsamer verläuft.

Der Challenger fand Glaukonit an der Küste von Portugal, von Westafrika, Ost-Nordamerika, Neu Seeland, Capland, vom Antarktischen Kontinent, Australien, Philippinen, China, Japan und Nordamerika. Er findet sich auch im Mittelmeer und bei Nordschottland.

Soweit es bisher bekannt ist, findet man keinen recenten Glaukonit in der litoralen und sublitoralen Zone. Am häufigsten findet er sich an der unteren Grenze der Wellenbewegung von 360—550 m, während er nach der Tiefe zu selbst über 3600 m tief beobachtet wurde.

Grünsand-Gebiete[1]) finden sich 60—100 m tief an der Grenzlinie zwischen Kiesel und Kalksediment am Innenrand des Golfstromes. Hier und da auch im tieferen Wasser unter dem Strome selbst. Die einen Foraminiferenschaalen waren noch frisch und ganz, aber erfüllt

1) Agassiz, (Pourtalès) Blake, I, 279.

mit einer rostfarbenen Masse, welche in die feinsten Kanäle infiltrirt war. Andere Schälchen waren zerbrochen und die Füllmasse war grünlich geworden, endlich findet man Formen ohne Schaalenreste, welche vollkommen das Innere der Schaale erkennen lassen, die sich endlich zu Steinen vereinigen. Ausser Foraminiferen betheiligen sich auch noch andere Organismen an diesem Vorgang.

Zur Glaukonitbildung gehört nach MURRAY eine Küste aus alten krystallinischen Gesteinen (in Island fehlen solche) ohne Süsswasserströme, ein ruhiges Wasser und Meeresströmungen, welche längere Zeit über die krystallinischen Gesteine geflossen sind und sich mit Salzen anreichern konnten. So finden wir sie nördlich von Florida, aber nicht südlich davon, im NW. Spanien, SO. Australien, und an den schottischen Küsten.

6. Längs [1]) der Küste von Brasilien und im Gelben Meer an der Mündung des Yangtsekiang findet sich statt des blauen Schlammes ein rothes Sediment, der **Rothschlamm**, entstanden aus den lateritisch verfärbten Absätzen des Amazonas, Orinoco und anderer Flüsse. Obwohl hierin auch organische Substanz enthalten ist, so scheint sie doch nicht hinzureichen, um das Eisenoxyd in Protoxyd zu verwandeln, noch findet sich genügend Eisensulphid. In beider Hinsicht ähnelt der rothe Kontinentalschlamm dem Tiefseethon. Es ist bemerkenswerth, dass keine Spur von grünen Glaukonitkörnen darin gefunden wird.

Der rothe Kontinentalschlamm ist rothbraun. Der Kalkgehalt beträgt 6 bis 60 %. Der Lösungsrückstand ist röthlichbraun oder gelb und beträgt 39 bis 94 %. Diatomeen und Radiolarien kommen kaum darin vor. Unter den Mineralkörnern ist Quarz am häufigsten.

Die chemische Analyse ergab aus einer Tiefe von 1234 m:

Glühverlust	6,02		
SiO_2	31,66	K_2O	1,33
Al_2O_3	9,21	SO_3	0,27
Fe_2O_3	4,52	CO_2	17,13
CaO	25,68	Cl	2,46
MgO	2,07		
Na_2O	1,63		

Der Rothschlamm ist ein Sediment, das auf die tropischen Meere beschränkt ist, und dessen Verbreitung ziemlich enge Grenzen hat.

7. Ein noch kleineres Verbreitungsgebiet besitzt der **Oolithsand**, ein chemischer Kalkabsatz, über dessen Entstehung noch recht wenig bekannt ist. An den Küsten von Florida, auf den Keyinseln und am Ufer des nördlichen Rothen Meeres finden sich, wie schon erwähnt, Dünenzüge, die gänzlich aus weissgelben, 0,3 mm grossen Oolithkörnern bestehen. Die Auflagerung derselben zu festländischen Dünen wurde S. 849 beschrieben, hier müssen wir aber auch erwähnen, dass im Golf von Sues in ganz seichtem Wasser das Sediment aus solchen Oolithkörnern besteht, die hier als Flachseeablagerung in ausgedehnten flachen Sandbänken aufgeschichtet werden. Wenn man bei tiefer Ebbe auf die Rheede von Sues hinauswandert, so kann man leicht beobachten, dass an mancher derartiger Sandbank 50 cm tiefe wohlgeschichtete Aufschlüsse zu erkennen sind, und dass die Oolith-

1) CHALLENGER, Deep Sea Deposits, S. 234 f.

sande, gelegentlich untermischt mit Muschelschaalen und foraminiferenreichen Kalksandschichten, den ganzen Meeresboden bedecken. Wie die obersten Schichten hierbei durch Diagenese verhärtet werden, ist schon S. 699 beschrieben worden.

8. Zwar ist der Sand und Schlamm der Kontinentalstufe von sehr wechselnder Korngrösse, und es bilden sich dadurch in raschem Wechsel sehr verschiedenartige Facies. Allein diese Faciesunterschiede werden bei weitem übertroffen von denjenigen, welche durch den Wechsel des Kalkgehaltes im Kontinentalsschlamm entstehen. Durch ein Vorwiegen des Kalkes verändert der Schlamm seine Farbe, er wird heller, lockerer, geht in Mergel über, und durch viele Uebergänge verknüpft, entstehen endlich jene phytogenen und zoogenen Kalklager, die wir noch gesondert zu behandeln haben. Der Kalkgehalt des Kontinentalschlammes kann drei verschiedene Quellen haben. An allen Kalkküsten wird dem Meeressand und Schlamm immer eine beträchtliche Menge von Kalk mechanisch beigemengt. Man braucht gar nicht an die weichen Kreidekalke von Rügen zu denken, deren Kalkschlamm nach jedem Sturm das Meer an der Küste milchig färbt, denn selbst harte Kalkgerölle werden durch die Brandung zerrieben und dabei wird stets Kalkpulver gebildet.

Das[1]) linke Ufer der Girondemündung besteht aus Sand, das rechte aus Kalkfelsen. Infolgedessen ist das Sediment zur Linken ein kalkarmer Quarzsand, während auf der rechten Seite am Ufer ein grobkörniges Sediment von 80 % Kalk, dann weiter draussen ein Schlamm von 12 % Kalk abgelagert wird. Auch an der Loiremündung finden wir im sandigen Schlamm der rechten Seite 5 %, auf der linken Seite 25 % Kalk.

Im Norden von La Nouvelle führen kleine Bäche Kalkgerölle ins Meer, die dem litoralen Sediment einen beträchtlichen Kalkgehalt geben, aber schon in 2,5 m Tiefe verschwindet der Kalk. Im Süden von La Nouvelle ist es gerade umgekehrt, dort fehlen auch die Kalkberge.

Im Golf von Marseille wird der Kalkgehalt des Schlammes immer geringer, je mehr man sich von den Kalkbergen entfernt und je grösser die Tiefe wird. Immerhin ist der Kalkgehalt überall beträchtlich und in Tiefen von 50 m beobachtet man 95—45 %.

In dem Golf von Saintes-Maries dagegen, ist der Kalkgehalt des Schlammes sehr gering, weil er nicht von Kalklagern, sondern von Rhonesedimenten umgeben wird.

Obwohl die angeführten Thatsachen der Ansicht Vorschub leisten, dass der Kalkreichthum eines Sedimentes direkt abhängig sei von dem Vorherrschen kalkiger Berge in der Umgebung, so ist doch dieses Verhältniss nur für die der Küste nahen Ablagerungen richtig. Wenn zerriebenes festländisches Kalkpulver die einzige Quelle des Kalkgehaltes im Kontinentalschlamm wäre, so würde dieser Kalkgehalt vom Ufer nach der Tiefe hin beständig abnehmen müssen. Das ist aber keineswegs der Fall. Vielmehr giebt es noch zwei andere Quellen für die Entstehung einer kalkreichen Facies mitten im kalkarmen Schlamm, die unabhängig sind von der Kalkzufuhr der festländischen Zuflüsse. Einerseits wird am Boden des Meeres im marinen Grundwasser Kalk

---

1) Delesse, S. 190, 201, 251, 252.

chemisch abgeschieden, andererseits durch Pflanzen und Thiere organisch. Chemische Kalkanreicherung findet leicht statt in wenig bewegten schlammigen Buchten, durch die Entwicklung von kohlensaurem Ammoniak, das den Gyps des Seewassers als Kalk zu Boden schlägt. Wenn wir[1]) im Schlamm des Golfes von Salerno in 40 m Tiefe 14 % kohlensauren Kalk und 3 % Bittererde finden, so sind wir geneigt, die Quelle dieses Kalkes in den Kalkfelsen der Halbinsel von Sorrent zu sehen; aber im Hafen von Neapel finden wir im Schlamm von 40 m Tiefe ebenfalls 16 % Kalk und 4 % Bittererde, obwohl nirgends Kalkfelsen am Ufer anstehen. Die genaue Untersuchung des marinen Grundwassers lehrt vielmehr in diesem Falle, dass der Kalk aus dem Gypsgehalt des Seewassers chemisch niedergeschlagen wurde.

In[2]) der Umgebung der Inseln von Ouessant nimmt der Kalkgehalt des Schlammes mit der Tiefe zu, und zwar in ganz unregelmässiger Weise. In etwa 20 m Tiefe beträgt er bei Stiff 6 %, bei Lampaul 15 % und bei Pennaroch 51 %.

Der Kalk oder Gypsgehalt des Seewassers wird durch beständige Diffussionsvorgänge immer wieder ergänzt. Wenn also an irgend einer Stelle des Meeresbodens die Verhältnisse für die Entwickelung von kohlensaurem Ammoniak günstig, wenn bei ruhigem Wasser beträchtliche Mengen verwesender und faulender organischer Reste im Schlamm vorhanden sind, dann kann unter dem Einfluss zarter unsichtbarer Bakterien eine grosse Menge von Kalk chemisch abgeschieden und dem Kontinentalschlamm beigemischt werden, fern von jedem Kalkfelsen, und fern von der Küste.

Nicht minder unabhängig von dem Kalkgehalt der Küstengesteine ist die organische Abscheidung von Kalk. Die gesellig lebenden Pflanzen und Thiere, die wir als Bildner reiner Kalklager mitten in anderen Sedimenten noch zu schildern haben, sind oft diffus über den Meeresboden vertheilt, und ihre abgestorbenen Reste werden vom Litoral bis zur Tiefsee leicht allen klastischen Sedimenten beigemischt.

Obwohl der Boden der Bretagne aus fast kalkfreien Graniten und Gneisen besteht, so bildet sich doch an ihren Küsten ein Sediment, dessen Kalkgehalt durch organische Beimengungen oft sehr beträchtlich wird. Am Litoral von Belle-Ile ist der organisch abgeschiedene Kalk 70 % des Sedimentes. Bei Palais sinkt er auf 45 % und bei Port du Bon Port sogar auf 7 %.

Bei Finisterre wechselt der Kalkgehalt ebenfalls auf kurze Entfernung. Bei Quemenez besteht das Sediment aus 80 % Kalkresten, an anderen nahen Lokalitäten sinkt der Kalkgehalt auf wenige Prozente. Bei der Isle de Bas steigt er auf 34 %.

Wenn die chemische Kalkabscheidung ein Vorgang ist, der von den Lebensumständen der Bakterien und der Wasserbewegung abhängig war, so erscheint dafür die organische Kalkabscheidung von ganz anderen bionomischen Bedingungen begünstigt, und das Problem

---

1) J. Walther u. P. Schirlitz, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1886. S. 336.

2) Delesse, S. 254, 195, 203, 206.

der Entstehung einer Kalkfacies mitten im Kontinentalschlamm knüpft sich an eine Reihe scheinbar sehr entfernter Umstände an.

Im [1]) Oestlichen Arktischen Ocean, zwischen Spitzbergen, Beereninsel und Novaja Semlja ist der Boden bedeckt mit einem thierarmen grüngrauen Thon, in dem zahlreiche Foraminiferen der Gattung *Rhabdammina* gefunden werden. Bei der vulkanischen Insel Jan Mayen besteht der Boden aus feinem dunkelgrauen Sand oder sandigem Thon mit vielen vulkanischen Steinchen.

Auf [2]) dem seichten Sandboden zwischen Enoshima und der nahen Küste von Japan leben *Pleuronectes*, Garneelen und *Squilla* in grosser Menge, dazu ungeheure Mengen von Algen. An der Südwestseite der Insel fehlen die Algen, doch findet man hier *Strongylocentrotus tuberculatus*, *Astropecten scoparius*, *A. aurantiacus* sowie einige Krabben. Darunter hat *Dorippe sima* die Angewohnheit, eine *Tellina*schaale als Schild über sich zu halten. Ein *Pagurus* trug regelmässig auf seiner grossen Scheere eine Aktinie, die, wenn der Krebs sich in sein Schneckenhaus zurückzieht, dessen Oeffnung verschliesst.

Auf dem felsigen Grund der Südostküste sitzt *Strongylocentrotus* zu Hunderten, etwas seltener, unter Steinen versteckt *Sphaerechinus pulcherrimus*. Auf dunklen Felsen leuchtet der orangegelbe *Scytaster* in dem eine parasitische Schnecke *Eulima* schmarotzt. Die unter dem Wasserspiegel gelegenen Felsen sind mit *Eschara* und anderen Bryozoen, sowie mit Algen bewachsen.

Indem wir uns jetzt zu den reinen organischen Kalkabsätzen der Flachsee wenden, lassen wir die planktonischen Kalkbildner, die für die Tiefsee eine besondere Rolle spielen, und die Riffkorallen, die in einem besonderen Abschnitt behandelt werden sollen, hier bei Seite und beschränken uns auf die, dem Benthos angehörigen kalkabscheidenden Pflanzen und Thiere, welche gesellig leben und dadurch Kalklager bilden.

9. Phytogene Kalke bilden sich an den Küsten der Bretagne [3]) durch die Nulliporen, welche in seichtem Wasser weit verbreitet sind. Sie enthalten bis zu 15 % kohlensaure Magnesia, und bis zu 95 % kohlensauren Kalk (vergl. S. 108). In der Bretagne sind sie unter dem Namen „maërl" bekannt und werden vielfach gefischt, um die Felder damit zu düngen.

An der Küste der Côtes du Nord sind mehrere Bänke von „maërl", die zu 90 % aus Kalk bestehen. Die Nulliporen sind mit Muschelschaalen und Sand gemischt.

Eine weite Verbreitung haben Kalkalgen im Golf von Neapel [4]). Hier bildet *Lithothamnium cristatum* am Uferrand dicke Kalkkrusten, während in Tiefen von 10—70 m submarine Anhöhen (Secca) grosse Algenlager tragen. Das Schleppnetz kommt aus dieser Tiefe gefüllt mit Knollen von *Lithothamnium racemus* und *L. ramulosum*, zwischen denen ein reiches Thierleben sich findet.

1) Schmelk, Den Norske Nordhavs Expedition, Chemi, S. 5.
2) Doederlein, Faunistische Studien in Japan, S. 110.
3) Delesse, S. 195, 207.
4) Berthold, Mitth. Zool. Station zu Neapel 1882, S. 393.
Walther, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesellsch. 1885, S. 229.
Kerner, Pflanzenleben, I., S. 239.

Das Sediment bei den Cap Verden besteht in 95 m Tiefe zu 40% aus Kalkalgen. Auf Banda beobachtete man in 31 m viele 6—10 cm grosse Kalkalgen, die 50% des Sedimentes bildeten.

Die Vertheilung der Algen am Meeresgrund bestimmt wiederum die geographische Verbreitung vieler Thiere, so dass indirekt eine Algenfacies zur Thierfacies wird. Dafür bringt DARWIN ein ausgezeichnetes Beispiel von Südamerika, indem er sagt: In[1]) allen Theilen der Welt beherbergt ein felsiger und theilweise geschützter Meeresboden im flachen Wasser eine grössere Zahl von Organismen als irgend eine andere Oertlichkeit. Besonders reich an Individuen sind die mit *Macrocystis pyrifera* bewachsenen Gebiete. Dieser Riesentang findet sich von Cap Horn bis nach Californien, und wächst von der Ebbegrenze bis in eine Tiefe von 82 m. Die Zahl der Wesen, welche diese gewaltigen Tanggewächse bevölkern ist staunenerregend. Fast alle Blätter, mit Ausnahme derjenigen, welche an der Oberfläche schwimmen, sind dick mit weissen organischen Kalkablagerungen bedeckt. Polypen und Ascidien, Schnecken und Muscheln, zahllose Krebse bewohnen jeden Theil der Pflanze. Schüttelt man die grossen verwickelten Wurzeln, so fällt ein Haufen von kleinen Fischen, Muscheln, Cephalopoden, Krabben, Seeigeln, Seesternen, Holothurien, Planarien und anderen Würmern heraus. Von diesen Thieren leben zahlreiche Fische und ihnen stellen wieder Kormorane, Robben und Delphine nach.

10. Nicht minder häufig sind zoogene Kalklager in der Flachsee. Selbst wenn wir von den Korallenriffen der wärmeren Meere absehen, so finden wir doch bis in den hohen Norden ausgedehnte Thiergenossenschaften, die bei ihrem Absterben Kalksedimente bilden und Kalklinsen mitten im Kontinentalschlamm erzeugen. Die räuberischen Krebse, Fische, Cephalopoden und Echinodermen, die fleischfressenden Schnecken können zwar an einzelnen Lokalitäten durch reichliche Nahrung in Menge versammelt werden, aber ebenso wenig wie sich die Raubthiere des Festlandes zu Heerdengenossenschaften vereinigen, so finden wir auch die Raubthiere des Meeres nicht ursprünglich gesellig, und damit erklärt es sich, dass diese Thiere nur selten für sich allein als Kalkbildner gefunden werden. Anders freilich ist es mit den kalkabscheidenden Cölenteraten, Bryozoen und Serpuliden, die vom Plankton leben; mit den Muscheln, welche meist von den im Schlamm lebenden Diatomeen ihre Nahrung entnehmen. Sie sind, wie die Wiederkäuer des Landes, geborene Heerdenthiere, und wo sich ihnen günstige Bedingungen und reichliches Futter bietet, da siedeln sie sich rasch an, und bilden ausgedehnte Kolonien.

Von Foraminiferen kommt *Amphistegina Lessoni* auf St. Vincent in 12—91 m sedimentbildend vor. Der Sand besteht zu 66% aus ihren Gehäusen.

Orbitolites complanatus ist am Rothen Meer im Litoral bei Tor, dann auf Tongatabu in 22 m sedimentbildend.

Die Bedeutung von *Globigerina, Orbulina, Pulvinulina* für die marinen Kalklager wurde schon mehrfach betont.

---

1) DARWIN, Reise eines Naturforschers, S. 275.

Aus den kälteren Meeren ist nur *Corallium rubrum*[1]) als kalkbildende Gattung der Cölenteraten zu nennen. Ihre Bänke finden sich in wechselnder Tiefe im Mittelmeer, besonders an der italienischen, sicilianischen und nordafrikanischen Küste. Die Korallenbank von Sciacca liefert nur todte Aeste und scheint bei der Eruption von Isola di Ferdinando durch vulkanische Dämpfe getödtet worden zu sein. Sie besteht aus dicht verkitteten Stöcken von *Corallium, Dendrophyllum* und *Caryophyllum* zwischen denen Echinidenstacheln, Muschelreste, Schneckenschaalen und *Megerlea truncata* vorkommen.

Von dem vielgestaltigen Stamm der Würmer sind die Serpuliden[2]) als Kalkbildner zu nennen.

Grosse[3]) Strecken der Bermudas sind aus *Serpula*röhren gebildet und längs der Südküste sind zahlreiche $1/2$—6 m grosse Atolls aus *Serpula*. Dieselben leben nur auf der Aussenseite, während die Lagune von todten Röhren umgeben ist. Dieselbe ist $1/2$—1 m tief, und mit feinem Kalksand bedeckt.

Manche Bryozoen sind gute Kalkbildner. So bildet *Cupularia Oweni* bei Monrovia in 16—18 m Tiefe das Sediment.

Im Golf von Neapel auf der Secca di Benda Palummo bringt das Schleppnetz aus 70—50 m Tiefe grosse Massen von *Eschara foliacea* und *E. cervicornis* herauf. Dieselben sind an einzelnen Punkten alle lebend, während an manchen Stellen *Eschara foliacea* nur in abgestorbenen Aesten zum Vorschein kommt. In Südaustralien bilden 5 mm grosse Bryozoenstöckchen, in 60 m Tiefe, die Hauptmasse des Sedimentes.

Von den Schnecken bilden die herbivoren Gattungen grössere Conchilienlager; in ganz seichtem Wasser lebt *Cerithium* in zahllosen Schaaren im Rothen Meere.

Manche räuberische Schnecken[4]) scheiden sogar Schwefelsäure und Salzsäure in ihrem Speichel aus, und zerstören damit die Kalkschaale ihrer Beute. So *Dolium galea, Cassis sulcosa, Cassidaria echinophora, Tritonium nodiferum, T. hirsutum, T. corrugatum, P. cutaceum, Pleurobranchidium Meckelii, Pleurobranchus tuberculatus P. testudinarius, P. brevifrons, Murex.*

Die trägen Muschelthiere, welche meist im schlammigen Sande leben und hier ihre kärgliche Nahrung finden, sind am besten geeignet für die Bildung von Kalkbänken mitten im Schlamm. Ich brauche nur die Austernbänke zu nennen, um ihre Bedeutung in das rechte Licht zu setzen. Die Austern[5]) gedeihen auf Felsen und schlammigem Sand; nur auf beweglichem Sande können sie sich nicht ansiedeln. Ihre Bänke beginnen im Litoral und reichen bis in 70 m Tiefe, mit zunehmender Tiefe werden die Bänke grösser. Sie haben eine sehr unregelmässige Form und oft steile Abhänge. Im Allgemeinen liegen sie parallel zu den Strömungen. Einige Jahre genügen, damit sie sich sehr wesentlich verändern. Sie können wachsen, sich verkleinern und

1) Lacaze Duthier, Histoire Naturelle du Corail. Paris 1864.
2) Agassiz, Three Cruises of the Blake, I, S. 83.
3) Challenger, Narrative, Bd. I, S. 139.
4) Troschel, Poggend. Annalen 1854, S. 614.
Semon, Biolog. Centralblatt 1889, S. 86.
5) Delesse, S. 270, 237.
Moebius, Ueber Austern- und Miesmuschelzucht 1870.

sogar vollständig verschwinden. Sobald sie von Nulliporen bewachsen, von *Mytilus, Anomia, Murex,* Aktinien besiedelt werden, verkleinert sich die Zahl der lebenden Austern. Auch durch Stürme werden sie gelegentlich zerstört. Sie leben am besten in einem Wasser von 2—3% Salzgehalt und sterben, wenn der Salzgehalt 3,7% übersteigt oder unter 1,8% sinkt. Infolgedessen sind auch gewöhnlich die Austern der tieferen Bänke grösser, denn das salzarme Wasser schwimmt an den Flussmündungen oben auf.

Bei Furne ist eine Bank von *Venus* 12 km lang, 100 m breit und mehrere Meter dick.

Viel häufiger, als die von einer Muschelart gebildeten Bänke, sind jene Lumachellen, Muschelbänke, Conchilienlager, welche durch die Anhäufung verschiedener Thiere entstehen. Bei ihrer Bildung spielen (vergl. S. 525—526) die Raubkrebse und Raubfische eine bemerkenswerthe Rolle. Dieselben leben von Muscheln, Schnecken, Krebsen, Echinodermen u. s. w. und zerknacken mit ihren Scheerenfüssen selbst ziemlich kräftige Schaalen, um das darin befindliche Fleisch zu verzehren. Hierbei erzeugen sie einen scharfkantigen Muschelsand, der in wohlgeschichteten Lagern aufgehäuft, isolirte Kalkinseln in Sand oder Schlammregionen bildet, vom Litoral bis in grosse Tiefen.

Die auf S. 362 aufgezählte Molluskenfauna der Neufundlandbänke stammt aus dem Magen der dort gefangenen Fische, und ist ein sprechender Beweis der Bedeutung nektonischer Fische für die Entstehung lokaler Kalkfacies.

An[1]) der Insel Noirmoutier in der Bai von Barbâtre bilden Conchilien die Hälfte des litoralen Sediments; bei Devin sind es noch 36%, weiter nördlich 27% Kalk. Auf der Ostküste der Insel bei Viel findet man nur noch 13%, und bei Sableau nur 7% Muschelreste zwischen dem grobkörnigen Quarzsand mit Feldspath und Glimmer.

Bei Concarneau beobachtet man eine Conchilienbank mit 25% Schaalen von *Trochus, Turritella, Murex, Venus;* der Kalkgehalt steigt bei Trévignon auf 35% und 55% an den Inseln Glenan.

An den Cotes du Nord finden sich Bänke von Nulliporen und Conchilien, untermischt mit Sand, die 90% Kalk erreichen.

An den französischen Mittelmeerküsten sind die Conchilienbänke von sehr unregelmässigem Umriss und sehr wechselnder Vertheilung. Sie finden sich an der Provence meist auf Sandgrund, selten auf Kies oder anstehenden Felsen. Im Golf von Lion aber liegen sie auf schlammigem Sand; kleinere Bänke auch auf Schlamm. Im Allgemeinen leben diese kalkbildenden Thiere in geringeren Tiefen als 200 m, so dass sie an steilen Küsten nahe am Ufer gefunden werden, an Flachküsten in beträchtlicher Entfernung, und oft einen vielfach unterbrochenen Gürtel bilden, der in einem bestimmten Tiefenniveau längs der Küste dahinzieht.

An den atlantischen Küsten von Frankreich sind Muschelbänke ziemlich selten im Golf von Gascogne, sie werden häufiger bei Aunis, an den Küsten der Bretagne, und beim Eingang in den Kanal.

1) Delesse, S. 197, 205, 207, 296, 307, 313, 357.



Grosse Conchilienlager umsäumen die Inseln an der Küste von Aunis, der Vendée und Bretagne. Bisweilen reichen dieselben von den Inseln bis hinüber nach dem Festland.

Ein solches Muschellager zieht in einer mittleren Tiefe von dem $45^1/_2$ bis znm $46^1/_2$ Breitengrad.

Die Muschellager liegen gewöhnlich im Sand, selten in Kies.

Der Aermelkanal ist ausserordentlich reich an Conchilienlagern. Sie besitzen meist einen ziemlich unregelmässigen Umriss, liegen aber doch meist in Zügen parallel der französischen oder englischen Küste. Bisweilen steigen sie auch hinab in die Tiefe des Kanals oder überschreiten denselben sogar. Sie erleideu eine auffallende Unterbrechung an der Seinemündung. Gewöhnlich liegen sie in Sand, bisweilen auf Kies, schlammigem Sand oder anstehendem Felsen.

In der Meerenge von Gibraltar fand sich ein Muschellager bis 900 m tief, und an der Südostküste von Sardinien beobachtete man Muschelsand noch 1000 m tief.

In der Nordsee liegen die Muschelbänke oberhalb 200 m, meist sogar flacher als 100 m.

Sogar im Weissen Meer sind ähnliche Kalklager weit verbreitet, besonders auf Sandgrund.

Eine gewisse Berühmtheit hat das zoogene Kalklager erlangt, das als Pourtalès-Plateau an den Küsten von Florida durch v. Pourtalès und Agassiz[1]) studirt worden ist. Dasselbe beginnt mit einer sehr sanften Böschung westlich von Sandkey und streicht nördlich und östlich, bis es im Osten von Sombrero seine Maximalbreite von 35 km erreicht. Dann wird es schmäler und endet zwischen Carysfort Reef und Cap Florida, indem es sich in das Korallenriff fortsetzt. Das Plateau beginnt in 160 m und endet in 540 m Tiefe. Der Boden ist bedeckt mit Bruchstücken von kleinen Korallen, Echinodermen und Mollusken, verkittet durch *Serpula*, und dazwischen liegen Foraminiferen, Kalkalgen und andere Reste. Die Kalkreste sind oft von Kanälen durchzogen, die von bohrenden Algen oder Spongien erzeugt wurden.

Das specifische Gewicht und die Härte dieser Reste scheint höher zu sein, als die von lebenden Conchilien. Die chemische Beschaffenheit ist ziemlich wechselnd:

	I.	II.	III.
Kohlens. Kalk	36,50	47,11	96,96
Phosphors. Kalk	35,54	13,15	1,20
Kohlensäure	0,49	1,92	2,12
Eisenoxyd	14,77	20,23	—
Kohlens. Magnesia	10,56	12,39	—
Organ. Substanz uud H_2O	1,46	5,89	—

So viel ich nach den, im Harvard Museum aufbewahrten, Grundproben urtheilen kann, machen viele Stücke vom Pourtalès-Plateau den Eindruck hoher diagenetischer Umwandlung. Manche Proben sind klingend hart, braunroth gefärbt, andere zeigen blauliche oder graue Farben. Aber im Allgemeinen unterscheiden sie sich kaum von den entsprechenden subfossilen Kalksteinen, die auf Ramesveram in der

1) Three Cruises of the Blake, I, S. 286.

Palkstrasse verbreitet sind. Die grosse petrographische Aehnlichkeit zweier so entfernt voneinander gebildeter Ablagerungen ist eine auffallende Thatsache.

Die Diagenese der Flachseeablagerungen ist leider nur wenig bekannt. Dass das specifische Gewicht aller organischen Kalkreste kurze Zeit nach dem Tod der Thiere sehr verändert wird, wie wir S. 706 gezeigt haben, spricht jedenfalls dafür, dass die Diagenese sehr bald beginnt. Während und kurz nach der Ablagerung verändert sich besonders der Kalkgehalt der Flach- und Tiefseesedimente. Auf der einen Seite bildet sich, wie wir S. 697 gezeigt haben, im marinen Grundwasser chemisch abgeschiedener Kalk, andererseits werden zartere Kalkreste aufgelöst.

Verschiedene[1]) kalkige Hartgebilde besitzen eine sehr verschiedene Widerstandskraft gegen die lösende Thätigkeit des Seewassers. Die, welche eine poröse Struktur und eine grosse Menge von eiweissartigen Substanzen in ihren Hartgebilden besitzen, verschwinden natürlich rascher als die kompakten Gehäuse, welche eine viel kleinere Fläche der Einwirkung des Seewassers bieten. Das Conchiolin schützt, wie Bischoff zuerst gezeigt hat, in hohem Maasse das Kalkgerüst. Jedoch werden alle Arten kalkiger Hartgebilde am Meeresboden allmälig aufgelöst, wenn sie nicht rasch in das gebildete Sediment eingehüllt und von demselben gegen die Lösungskraft des Wassers geschützt werden. Die Untersuchungen des Challenger machen es zweifellos, dass ganze Klassen von Thieren, deren Hartgebilde recht wohl erhaltungsfähig sind, dennoch nicht in den Sedimenten des Meeresgrundes gefunden werden, und dass, obgleich sie in ungeheueren Schaaren an der Meeresoberfläche oder am Meeresboden leben, dennoch in gewissen Regionen jede Spur von ihnen verschwunden ist. Eine ähnliche Zerstörung organischer Kalkskelette hat unzweifelhaft auch in allen früheren geologischen Perioden stattgefunden.

Auch die Eisensalze der Sedimente werden durch Diagenese rasch verändert. Der[2]) Boden des Karischen Meeres besteht in dem südlichen und westlichen Theil aus Thon, in der Gegend von Beli-Ostrow aus Sand, und weiter nach Norden hinauf aus Kies. Schneckenschaalen und kleine Steine sind hier oft von Eisenrinden umgeben, welche manganhaltig sind und unregelmässige 10 cm grosse Kuchen bilden. Diese Concretionen kommen nordöstlich vom Dicksonhafen in solcher Masse vor, dass man sie verhütten könnte. Die Bildung von Glaukonit ist ja auch nur ein diagenetischer Vorgang.

Die Ablagerungen der Flachsee zeigen meist horizontale Auflagerungsflächen, nur in den oberen Wasserschichten kommen steilere Böschungswinkel häufig vor, und hier sind auch Denudationsflächen mit jenen eng verbunden. Vorwiegend sind blaugraue oder grünliche Farben, die nur an tropischen Flussmündungen rothbraun werden, oder durch organischen Kalk eine helle bis weisse Farbe erhalten.

Sedimente gröberen Kornes sind auf die bewegte Seichtwasserzone und den Rand des Treibeises beschränkt, sonst überwiegen feinsandige und thonige Ablagerungen.

---

1) Murray & Renard, Challenger Deep Sea Deposits, S. 277.
2) Nordenskjoeld, Umsegelung Europas und Asiens, I, S. 160.

24. Die Korallenriffe.

Das Gebiet der Flachsee enthält, wie wir soeben gesehen haben, unter allen Breiten, selbst im hohen Norden, ausgedehnte Lager zoogener Kalke, die, inselgleich eingestreut in den Sand oder Schlamm der Kontinentalstufe, eine charakteristische Facies jenes Bezirkes bilden. Ihre reichste üppigste Entfaltung gewinnen diese Flachseekalke aber erst in den wärmeren Meeren, in denen die Riffkorallen gedeihen. Denn die stockbildenden Cölenteraten bilden überaus mächtige Kalklager, welche als Korallenriffe oft bis nahe an den Meeresspiegel heranwachsen, und die man als die tropische Kalkfacies der Flachsee bezeichnen kann. Bei ihrer grossen Verbreitung und mächtigen Entwicklung erscheint es gerathen, diese Kalkfacies in einem besonderen Abschnitt zu beschreiben.

Die geographische Vertheilung und das bionomische Auftreten der Korallenriffe [1]) knüpft sich eng an die geographische Verbreitung der Riffkorallen an, und ihre Grenzen decken sich vollständig.

Alle Riffkorallen sind Bewohner der Flachsee, ja sogar des Seichtwassers, und demzufolge kann ein Korallenriff nur im Seichtwasser entstehen. Um so seltsamer ist die Thatsache, dass man die Mehrzahl der Korallenriffe vom Boden des tiefen Wassers,

---

1) Vergl. auch folgende Abhandlungen: Narrative of the Voyage of the Fly 1845. Pyrard, Journal Geogr. Soc. London, II, S. 84. Agassiz, Neues Jahrb. für Min. 1854, S. 223. Semper, Zeitschr. für wissensch. Zoologie 1863, S. 563. L. Agassiz, Mercantile Marine Magazine 1870, Okt., S. 289, Nov., S. 325. Rein, Jahresber. d. Senckenb. Naturf. Ges. 1869/70, S. 145. Whitnell, Quat. J. Geol. Soc. 1872, S. 381. Allmann, Proc. R. Inst. 1873, VII, S. 58. v. Richthofen, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1874, S. 239. Studer, Mitth. der Naturf. Ges. Bern 1879. J. Murray, Nature 1880, S. 351. Rein, Verh. des deutsch. Geogr. Tages 1881. Agassiz, The Tortugas and Florida Reefs 1882. Hoffmann, Verh. d. Ges. für Erdkunde. Berlin 1882, S. 229. Agassiz, Mem. Am. Acad. of Arts and Sc. XI, Cambridge 1883. Boutillier, Les corallaires et leur action géologique Rouen 1883. A. Geickie, Nature 1883, S. 107. A. Geikie, Journal R. Micr. Soc. 1884, IV, II, S. 40. Dana, Am. Journal 1885, XXX, S. 89 u. 169. Moresby, Geogr. Journal Vol. V, S. 401. Guppy, The Solomon Islands 1887. Guppy, Trans. R. Soc. Edinburgh, XXXII, S. 545. Murray, R. Inst. of Great Britain 1888 March. Langenbeck, Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe 1890. Ortmann, Zool. Jahrb., VI, S. 631.

oft sogar der Tiefsee aufragen sieht. Zwischen[1]) den einzelnen Inseln der Bahamagruppe finden sich folgende Tiefen:

Great Abaco-Nassau	3242 m, 4064 m
Great Bahama-Andros	965 m
Great Bahama-Gr. Abaco	1585 m
Eleuthera-Exuma	1580 m, 1540 m, 1428 m
Eleuthera-Cat	1644 m, 1714 m
Cat-San Salvador	4013 m, 4540 m
Cat-Conception	1355 m, 1545 m
Green Cay-Andros	1472 m
Conception-Gr. Exuma	2138 m
San Salvador-Cat	3769 m

und von den meisten anderen Riffarchipelen werden ähnliche Lotungszahlen angegeben.

Zur Erklärung dieser Thatsache sind drei verschiedene Theorien ausgesprochen worden, die unter Berücksichtigung der Terminologie, die wir in den vorhergehenden Abschnitten aufgestellt haben, folgendermassen lauten:

a. Die Korallenriffe bilden einen relativ dünnen Ueberzug auf submarinen Klippen und Felszügen, deren Spitzen gleichmässig bis in die Seichtwasserzone heraufragten, und auf denen die Riffkorallen sich leicht überall ansiedeln konnten. Gegen diese Ansicht ist von Darwin geltend gemacht worden, dass die Tausende von Korallenriffen, welche überall aus den Tiefen des Pacifik aufsteigen, nicht durch diese Theorie erklärt werden können, weil es den Thatsachen der Meerestopographie widerspricht, dass solche Schaaren von steilen isolirten Klippen alle bis in das Niveau des Seichtwassers gleichmässig aufragen sollten.

Es ist ausserdem zu bedenken, dass der Boden des Pacifik nur innerhalb der Isokrymen von 20° so uneben ist, dass hier diese Unebenheiten, mit wenigen Ausnahmen vulkanischer Archipele, durch Korallenriffe gebildet werden. Ausserhalb der beiden Wendekreise ist der Boden des Pacifik relativ eben, und seine gleichmässige Tiefe wird nicht von Klippenzügen unterbrochen, die bis in die Flachwasserzone aufragen.

b. Auf dem Boden eines tieferen Meeres bildeten sich lokale Ablagerungen, welche immer mehr aufgehäuft, allmälig bis in die Seichtwasserzone emporwuchsen, und hier von den Riffkorallen besiedelt wurden.

Derartige Auflagerungen können durch mechanische, vulkanische oder organische Sedimente entstehen. Es kann eine Sandbank aufgeschüttet, durch Diagenese verkittet, und von Riffkorallen besiedelt werden. Allein dagegen ist zu bemerken, dass Sandbänke in der Nähe der Flussmündungen zwar leicht entstehen, aber durch die brackische Natur des umgebenden Wassers ungeeignet für Riffbildung sind. Seltener bilden sich Sandbänke fern von Flussmündungen, und wenn diese verkittet würden, wäre ein günstiges Fundament für Riff-

1) Diedrich, Böschungsverh. der Sockel oceanischer Inseln. Diss. Greifswald 1892, S. 27.

korallen gegeben. Aber diese Verhältnisse treffen nur für die küstennahen Gebiete der Kontinentalstufe zu, und treten am Boden der Tiefsee nicht ein.

Häufig sind vulkanische Auflagerungen[1]) am Boden des tiefen Wassers. Vulkanische Inseln sind innerhalb der Tropenkreise meist von Korallenriffen umsäumt, und bieten eine ausgezeichnete Grundlage für die Ansiedlung von Korallen.

Wiederum liegt die Schwierigkeit der Erklärung in dem gleichmässigen Niveau der unzähligen Riffe des Pacifik, und der Seltenheit von thätigen Vulkanen zwischen denselben.

Die Aufschüttung eines Vulkanes ist von so seltsamen verwickelten Ursachen abhängig, dass die Gipfelhöhe benachbarter Vulkane ungemein verschieden ist. Neben dem 1290 m hohen Vesuv liegt der 180 m hohe Monte Nuovo, die parasitischen Kratere der Aetna erreichen nie die Höhe des Gipfelkraters — kurzum es ist die Möglichkeit ausgeschlossen, dass eine so grosse Zahl von Vulkanen, wie sie die Koralleninseln des Pacifik voraussetzen, durch Aufschüttung gleich hoch geworden sein können.

Anders ist es mit der Abrasion vulkanischer Archipele. Sofern nicht durch neue Eruptionen das Gleichmass der Gipfelhöhen immer wieder gestört wird, kann durch Abrasion sehr verschieden hoher, erloschener Vulkane ein gleichmässiges Seichtwasserniveau aller Gipfelhöhen erreicht werden. Dann aber ist die Ansiedelung ebenso vieler Korallenriffe eine einfache Folge.

So einwandfrei die zweite Erklärungsweise ist, so treten ihr doch gewichtige Bedenken entgegen, die erstens darin bestehen, dass nach den sonstigen Erscheinungen vulkanischer Eruptionen, ein vollkommenes Erlöschen der Tausende von Vulkanen, die die Theorie im Pacifik voraussetzen müsste, allen anderen Erfahrungen widerspricht. Die Korallenarchipele des Pacifik müssten vollkommen durchzogen sein von Reihen und Gruppen thätiger und halbthätiger Vulkane, wenn man annehmen wollte, dass ihre Grundlage ausschliesslich aus denudirten Vulkankegeln bestände.

Die Auflagerung organischer Sedimente vollzieht sich am Meeresboden überall, und es ist infolge dessen gar nicht so unbegründet anzunehmen, dass durch die Aufschüttung lokaler Kalkablagerungen am Meeresgrunde Untiefen entstehen könnten, welche sich zur Anheftung von Riffkorallen eigneten. In der Flachsee begegnen wir derartigen Ablagerungen überall, dieselben heben sich auch bisweilen über den umgebenden Meeresboden. Die lockeren Kalkfragmente werden durch Diagenese verkittet und bilden ein festes Fundament für jedes Riff, vorausgesetzt, dass sie bis in das Seichtwasserniveau emporwachsen.

Zugegeben, dass das Pourtalès-Plateau sich heute noch durch organische Ablagerungen erhöht, dass ähnliche Muschelbänke in allen anderen Meeren ähnliche Wachsthumserscheinungen zeigen, so lässt sich auf diesem Wege das Entstehen jeden Korallenriffes innerhalb der Kontinentalstufe erklären, denn nur innerhalb der Flachsee, nur in den obersten 200 m sind solche Muschelbänke häufig. Aber, wie schon

1) Irrthümlicher Weise bezeichnet man dieselben bisweilen als „Hebungen".

mehrfach erwähnt, steigen die meisten Korallenriffe aus dem Boden der Tiefsee auf. Die feinsandigen Sedimente ihrer Basis gehen allmälig über in den Globigerinenschlick und Pteropodenschlick der Tiefsee. Wenn also die Entstehung der Korallenriffe als Krönung organischer Kalklager angenommen wird, so muss man auch zeigen, dass am Boden der Tiefsee, auf den pelagischen Resten der Globigerinen lokale isolirte Kalkaufschüttungen entstehen. Aber dieser Nachweis ist bisher noch nicht erbracht worden. Die Böschungen des Globigerinenschlickes und ähnlicher abyssaler Ablagerungen sind so eben und so horizontal, dass man inmitten der heutigen Tiefsee nirgends lokale Anhäufungen von steiler Böschung gefunden hat.

Durch organische Ablagerungen kann unseres Erachtens wohl in der Flachsee, aber nicht in der Tiefsee ein Fundament geschaffen werden, dass bis in die Seichtwasserzone heraufreicht und das die Vertheilung der zahllosen Korallenriffe des Pacifik erklärt.

e. Die dritte Theorie knüpft sich an den Namen von Ch. Darwin und ist, nachdem sie lange Zeit allgemein angenommen war, durch die oben genannten Theorien neuerdings viel befehdet worden.

Das wesentlichste der Darwinschen Theorie ist: Die Mehrzahl der küstenfernen Korallenriffe sind nicht dünne Decken auf einem bis in die Seichtwasserzone ragenden Fundament, sondern ihre Mächtigkeit überschreitet die Tiefe, innerhalb deren Riffkorallen leben können. Solche Korallenriffe, welche mächtiger sind als die Zone innerhalb deren Korallen gedeihen, sind dadurch entstanden, dass sich der Abstand zwischen Meeresgrund und Meeresoberfläche vergrösserte.

Der Abstand zwischen dem Boden und der Oberfläche des Meeres kann entweder durch tektonische Senkung des Meeresbeckens entstehen, und unseres Erachtens hat Darwin diese Möglichkeit zu einseitig betont. Aber zweifellos ist es, dass bei jeder Senkung des Meeresbodens alle darauf wachsenden Korallenriffe ebenso viel an Dicke zunehmen können, wie die Senkung an Tiefe gewinnt.

Aber derselbe Effekt wird erreicht durch ein Ansteigen des Meerwassers, das sich am Ufer als eine positive Strandverschiebung erkennen lässt. In dem Maasse, wie das Meeresniveau steigt, können die Korallenriffe nach oben wachsen. Wenn man Darwins Buch über die Entstehung der Korallenriffe aufmerksam liest, dann wird es dem Leser nicht entgehen, dass darin die obengenannten anderen Theorien für die Entstehung küstennaher Saumriffe keineswegs ausgeschlossen werden. Im Kapitel 3 finden sich zahlreiche Belege dafür „wenn sich in einem tiefen Meer Sedimentbänke um Inseln oder untergetauchte Felsen angehäuft haben, und sie von Riffen umsäumt werden, so kann man sie nur schwer von Kanalriffen oder Atollen unterscheiden“ — „Strandriffe überziehen Grundlagen von Inseln, welche von der Brandung bis zum Meeresspiegel herunter abgenagt worden sind.“

Die Schwierigkeit der Erklärung beginnt erst dann, wenn es sich um Korallenriffe handelt, die über 80 m dick sind (und auf den Hawaischen Inseln hat man die Mächtigkeit der Korallenkalke durch Bohrungen auf 150—250 m bestimmt), oder wenn Korallenriffe fern von allen Vulkanen aus der Tiefsee aufragen (und auch dafür giebt es zahllose Belege). Für dieses Problem gilt die Theorie Darwins,

und unseres Erachtens behält sie dafür ihre Richtigkeit, wenn wir ihren Sinn zu erfassen suchen und uns nicht zu sehr an Worte stossen, die den modernen Anschauungen nicht mehr entsprechen.

Aber die Riffkorallen sind nicht nur an das Seichtwasser gebunden, sondern ebenso streng an eine Minimaltemperatur von 20° C., desshalb umgrenzt die entsprechende Isokryme (S. 277) das ganze Gebiet der Riffkorallen. Der Verlauf der Isokrymen stimmt sehr wenig mit dem Verlauf eines Breitengrades überein, weil die Meeresströmungen die Temperatur des Oberflächenwassers verändern. Dem gesetzmässigen Verlauf (S. 79) der Meeresströmungen entsprechend reichen also die Korallenrifffe normaler Weise auf der Westseite eines Oceans weiter polwärts als auf der Ostseite. In der Gegenwart ist sogar die ganze Ostseite der Oceane riffarm, theilweise sogar rifffrei, während sich die westliche Hälfte der Meere durch unzählige Riffe auszeichnet. Die Bermudas sind unter 32° 15' N. Br. der entfernteste Punkt im Atlantik; unter 180° W. L. befindet sich in 28° 30' N. Br. das nördlichste Korallenriff des Pacifik. Auf der Südhalbkugel finden wir an der Westküste von Australien ein kleines Riff (Houtmanns Abrolhos) unter 29° S. Br., alle anderen Riffe finden sich innerhalb der Wendekreise. Im Rothen Meer reichen Riffe bis nach Sues unter 30° N. Br. Obwohl einzelne Korallenkolonien also die Grenzen der Wendekreise überschreiten, so ist doch ihre Verbreitung auf die Tropen beschränkt, und dass Korallenriffe im Polarkreis nie existirt haben können, wurde S. 277 auseinandergesetzt.

Man hat mehrfach die Vermuthung ausgesprochen, dass der Golfstrom, dessen Bedeutung für die Nordgrenze der atlantischen Korallenriffe sehr massgebend ist, früher einen anderen Verlauf gehabt habe, als Mittelamerika noch nicht landfest war; und auch sonst begegnet man nicht selten in geologischen Abhandlungen der Meinung, als ob die Existenz einer Meeresströmung von dem Verlauf der Küstenlinie wesentlich bedingt und beeinflusst sei. So lange man die Meeresströmungen für Diffusionsströme verschieden schweren Wassers hielt, war eine solche Ansicht verständlich. Aber seitdem wir wissen, dass die Richtung der grossen Meeresströmungen eine Folge der constanten Winde ist, seitdem Kruemmel (S. 79) nachweisen konnte, dass die Vertheilung der beobachteten Meeresströmungen nur wenig abweicht von dem berechneten Schema der Strömungen, wird jede Schlussfolgerung hinfällig, die auf einer grundsätzlich vom dem Strömungsschema abweichenden Vertheilung der Meeresströmungen beruht. Der Golfstrom floss nach NW., so lange der Aequator seine jetzige Lage hatte, und eine centralamerikanische Verbindung des Pacifik mit dem Atlantik hatte auf seine Richtung in dieser Hinsicht keinen Einfluss.

Die Riffkorallen sind stenohalin und fliehen meist das Brackwasser. Einzelne Formen aber können auch salzarmes Wasser vertragen. Im[1]) Carterethafen (Neumeklenburg) entspringen auf dem Meeresboden einige Süsswasserquellen. Dicht neben denselben wuchsen Korallen, die einzigen des Hafens. Dagegen werden im Holzhafen die Korallenriffe durch einen schlammigen Flusslauf zum Absterben gebracht.

1) Gazellenexpedition, I, S. 283.

Innerhalb des Sambesidelta, 80 km von der Küste fand DRUMMOND [1]) ein Korallenriff.

Andere Beispiele wurden S. 269 erwähnt.

Die Riffkorallen lieben reines Wasser, daher sind sie am zahlreichsten fern von der Küste im klaren Wasser der Hochsee zu finden. Allerdings giebt es manche Arten, wie *Porites*, welche sich auch in schlammigem, trübem Wasser wohlfühlen. Wahrscheinlich ist trübes Wasser dem pelagischen Plankton, von dem die Korallen leben, und dadurch indirekt auch diesen schädlich. Die Widerstandsfähigkeit von *Porites* erklärt sich vielleicht dadurch, dass diese Gattung besonders viele Xanthellen (S. 6) enthält, deren Assimilationsprodukte den Korallen zu gute kommt.

Man hat mehrfach geglaubt, dass der Kalkgehalt des Seewassers oder der Küstengesteine und Sedimente das Korallenwachsthum befördern. Aber wie DARWIN schon hervorgehoben hat, besteht keine nachweisbare Beziehung zwischen beiden Erscheinungen.

Dagegen scheint die Wasserbewegung das Wachsthum der meisten Korallen zu beschleunigen, und dadurch die Vergrösserung der Riffe zu begünstigen. Die Schirmgestalt der meisten Riffkorallen ist (S. 272) eine Anpassung an die Lebensverhältnisse der bewegten Seichtwasserzone. Die [2]) centralen Aeste des Stockes sind zuerst entstanden, sie sterben auch zuerst wieder ab. In dem Maasse, als sie absterben, siedeln sich Algen, Florideen, Bryozoen, Hydroidpolypen, Gorgoniden und viele kleine Organismen auf ihnen an. Die Krebschen, welche in grosser Zahl und aus allen Familien zwischen den Aesten der Koralle leben, finden darauf eine willkommene Nahrung; grosse Krebse oder Fische mit kräftigen Zähnen weiden daran und unterstützen den Zerstörungsprozess. Wohl sendet der Stock immer aufs Neue seitliche Aeste aus, aber sein Mark wird zerstört. Was sich lockert oder von den grösseren Thieren abgebrochen wird, das zerkleinert das Heer der kleineren Raubthiere, und allmälig wird aus dem farbenprächtigen Korallenstock ein unscheinbares, algenbewachsenes, tropfsteinartiges Gebilde. Ein *Madrepora*schirm von 1 m Durchmesser wird corrodirt zu einem flachen Kegel von 25 cm Durchmesser und 12 cm Höhe, dem man nicht mehr ansieht, wie schön er einmal gewesen ist.

Von Bedeutung für die Ansiedelung der Riffkorallen ist endlich auch die Beschaffenheit des Untergrundes. Im Allgemeinen bevorzugen die Korallen einen unverschiebbaren festen Untergrund. Die fossilen und wahrscheinlich auch die lebenden Korallenriffe der Sinaihalbinsel sitzen auf Schichtenköpfen fester Sedimentgesteine und fehlen auf den weicheren oder bröckeligen Küstengesteinen der Halbinsel. Wenn weiche Sedimente durch Diagenese oder durch rasenbildende Organismen verhärten, so können auch sie Riffkorallen zur Unterlage dienen, und innerhalb der Riffkante gedeihen viele Arten, besonders *Stylophora* und ähnliche Formen, die locker im Sande eingefügt sind.

Liegen auf verschiebbarem Schlamm oder Sand einzelne gröbere Steine, grosse Muscheln oder Bimsteinbrocken, so geben diese der Koralle ein festes Fundament. So sind Perlenmuscheln [3]) im Golf von

2) PETERMANNS Mitth., Bd. 34, S. 83.
2) J. WALTHER, Abh. d. k. S. Gesellsch. d. Wissensch. Leipzig 1888, S. 474.
3) THURSTON, Madras Gov. Central Museum 1890, S. 22.

Manaar häufig mit Korallen bewachsen und oft geradezu überzogen mit *Madrepora, Pocillopora, Astraea, Coeloria, Hydnophora, Galaxia.*

In [1]) der Javasee liegen eine Menge von Bimsteinen mitten im Schlamm, die den Korallen als Ansatzpunkt dieneu und oft grosse Kolonien von *Madrepora, Porites* und *Montipora* tragen. Indem sich diese Kolonien immer mehr erweitern und durch den Ansatz neuer Stöcke immer grösser werden, entwickeln sich daraus jene unzähligen Riffe mit einem Durchmesser von 20—200 m, die in der Javasee verstreut sind.

Wenngleich diese Inseln sich von der mittleren Meerestiefe aus aufgebaut haben, so sind sie doch im Laufe der Zeiten durch das grosse Gewicht der weiterwachsenden Korallen allmälig in den Schlammboden hineingesunken. Auf der Insel Onrust konnte man zeigen, dass der 20 m mächtige Korallenfels 7 m eingesunken war.

Im Allgemeinen sind alle Korallen am Aussenrande des Riffes so fest aufeinander aufgewachsen, dass es oft schwer ist, mit Brecheisen und Hammer die Stücke loszureissen.

Ueber die Wachsthnmsgeschwindigkeit von Korallen beobachteten Dana [2]) und Agassiz [3]), dass eine *Orbicella annularis* um 7 cm, *Manicina areolata* 3 cm und *Isophyllia dipsacea* 8 cm in 7 Jahren gewachsen war. Weitere Beispiele s. S. 273—274.

Am Aufbau eines Korallenriffes betheiligen sich ausser den abgestorbenen Riffkorallen auch noch andere Sedimente, und bilden oft mehr als die Hälfte der ganzen Ablagerung. Die erste Rolle spielt hierbei der Muschelsand, der von manchen Reisenden geradezu als „Korallensand" bezeichnet wird, weil er eine charakteristische Facies jedes Korallenriffes ist. Riffkorallen und organogener Kalksand sind die beideu wesentlichen Sedimente eines Korallenriffes.

Der organogene Kalksand findet sich vom Polarmeer bis nach dem Aequator, und während er, wie wir gesehen haben, in den kälteren Meeren als kalkreiche Facies zwischen Mineralsande eingeschaltet, auf dem Querschnitt des Profils eine auskeilende Kalkschicht zwischen Sandstein oder Mergelschichten bilden würde, erheben sich die zoogenen Kalklager des Tropenmeeres über das Niveau des Meeresgrundes und wachsen als Kalkinseln aus dem Ocean heraus. Das Profil eines fossilen Korallenriffes bildet demgemäss eine Kalklinse von oft recht steilen Böschungen, mitten in klastischen Sedimentschichten.

Was bedingt, dass im Tropenmeer der Conchiliensand nicht durch die Wellen über eine weite Fläche ausgebreitet wird, sondern als isolirte Kalklinse emporwächst; mit anderen Worten: was ist das Wesen der Riffbildung? Wir müssen diese Frage beantworten, ehe wir weitergehen. Die [4]) alten Seefahrer, welche zuerst das Wort Riff anwandten, bezeichneten damit: eine Felsenkette, welche in einiger Entfernung von der Küste eines Landes aus der See herausragt, und worüber die Wellen spülen [5]). Es ist also nicht etwa ein zoologischer Charakter (das Vorkommen von Korallen), nicht ein petrographisches

1) Sluiter, Naturkundig Tijdschrift voor Neederl. Ind. XL, IX, S. 363.
2) Dana, Corals and Coral Reefs 1890, S. 123, 253, 418.
3) Agassiz, Bull. Mus. Comp. Zoology, XX, 2, 1890, S. 61.
4) J. Walther, Petermanns Erg.-Heft No. 102, S. 22.
5) Forster, Bemerk. auf einer Reise um die Welt, S. 12, Anmerkung.

Merkmal (der Kalkreichthum), der das Wesen eines Riffes bezeichnet, sondern eine topographische Eigenschaft: Ein Riff ist eine isolierte Felsenklippe, welche sich aus tieferem Wasser bis nahe an die Meeresfläche erhebt. Es besteht bei jedem Riff ein topographischer Gegensatz zwischen seiner inselartigen Form und der ebenen Oberfläche des umgebenden Meeresgrundes.

Indem wir jetzt die Auflagerung auf einem riffreichen Meeresboden betrachten, so erkennen wir, dass im Gegensatz zu den Kalkschichten, die sich ausserhalb der wärmeren Meere auf ebenem Meeresgrunde ablagern, die Sedimente hier gleichzeitig in verschiedenem Niveau abgesetzt werden. Auf der Höhe des Riffes, auf seinen Flanken und auf dem umgebenden flachen Meeresgrunde werden zu gleicher Zeit Ablagerungen gebildet, und diese verschiedenen Sedimente haben, was besonders wichtig ist, einen ganz verschiedenen Charakter, bilden verschiedene Facies. Während auf der Höhe eines Korallenriffes feste Korallenstöcke wachsen, erscheinen die Böschungen mit einem Kalksand bedeckt, der mit zunehmender Tiefe immer feinkörniger wird und endlich übergeht in die kalkarmen klastischen Sedimente der Flachsee, oder die aus pelagischen Resten aufgehäuften Ablagerungen der Tiefsee. Nirgends ist der Facieswechsel so gross, wie in der Umgebung eines Korallenriffes; die sonderbarsten heteropischen Sedimente werden hier gleichzeitig nebeneinander gebildet. Die steile Böschung des Korallenriffes ist aber nicht etwa eine Abrasionsfläche, wie bei einer isolirten vulkanischem Klippe oder einem granitischen Riff in den Schären Skandinaviens, sondern es ist eine Auflagerungsfläche, eine Fläche, die durch das wachsende Riff, durch die Ablagerung des Kalksedimentes gebildet und immer typischer ausgestaltet wird. Wenn wir das Wesen der Riffbildung erklären wollen, dürfen wir daher nicht uns begnügen den specifisch petrographischen Charakter der Rifffacies zu erläutern, sondern wir müssen auch die topographischen Charaktere der Riffe ins Auge fassen.

Die Korallenriffe haben in der planimetrischen Kartenprojektion (wenn wir einmal absehen von dem zufälligen Horizontalschnitt, den uns das Meeresniveau darbietet), gewöhnlich die Form unregelmässig umgrenzter Flecken. Das Korallenriff ist eine Thierkolonie festsitzender Organismen, deren seitliche Ausdehnung von der Wachsthumsenergie der Korallenfauna und der Zufuhr von Nahrung abhängt. Kein Wunder, dass infolgedessen die Kalkfacies des Riffes einen sehr wandelbaren Umriss besitzt. Leider ist es ungemein schwer, nach den nautischen Karten sich ein richtiges Bild von dem Umriss einer Korallenriffablagerung zu machen, weil die Karte nur die obere Kontur der lebenden Korallenkolonie, nicht die äussere Grenze des abgestorbenen Korallenriffgesteins angeben.

Wer einmal selbst auf einem Korallenriffe mit der Seekarte in der Hand herumgerudert oder gewandert ist, wird bestätigen können, dass der nautisch-topographische Umriss der Karte keineswegs den geologischen Umriss der Riffsedimente darstellt. Noch weniger aber besteht eine genaue Uebereinstimmung zwischen der wirklichen Form eines Korallenriffes und der Figur, welche das Meeresniveau als Durchschnitt durch eine Riffmasse bildet. Bekanntlich zeigt dieser Durchschnitt oft die Form eines Ringes, und sehr häufig das Bild eines sogenannten

Atolls d. h. eines ringförmigen Riffes, welches einen centralen See, die sogenannte Lagune, von dem umgebenden Meer ganz oder beinahe abschneidet. Man hat nun nach der Analogie mit einem vulkanischen Krater angenommen, dass die Lagune des Atolls eine grosse Tiefe besitze, und dass daher ein versteinertes Korallenriff ungefähr die Form eines Ringgebirges zeigen müsse. Allein während der Aussenrand der Atolle aus Tiefen von 2000 m emporsteigt, ist ihre Lagune ganz flach. Die[1]) Lagune in Keelings Atoll ist sehr seicht; in den Atollen der Niedrigen Inseln schwankt die Tiefe zwischen 35 und 70 m, in der Marshallgruppe von 50—60 m. auf den Malediven hat man bis 90 m Tiefe gelothet.

Wenn Keelings Atoll versteinerte, so würde man, unter der Voraussetzung, dass die ganze Insel aus Korallengestein bestände, einen über 2000 m mächtigen compakten Kalkstock sehen, der auf seiner Oberfläche eine etwa 20 m tiefe Einsenkung besitzt.

Die Lagune von Minikoy[2]) ist bei einer Breite von 7 km nur 16 m tief. Es muss also betont werden, dass die Lagune eines Atolls zwar eine im Projektionsbild des Meeresstrandes auffallende Erscheinung ist, dass sie aber keineswegs zu den massgebenden Reliefformen des Riffes gehört, und an einem fossilen Riff in der Gestalt der Kalkablagerung nicht leicht erkannt werden dürfte.

„Da[3]) auf der inneren Seite von Korallencolonien die Wachsthumsbedingungen in mehrfacher Beziehung weniger günstig sind, so ist das Wachsthum kräftiger auf der Aussenseite; hierdurch wird es verursacht, dass die Riffe meistens in ihren randständigen Theilen höher und vollkommener sind, als in ihren centralen Theilen. Es nehmen daher diese Riffe zuweilen (und dieser Umstand darf nicht übersehen werden) die Erscheinung von Atollen an. Da sie aber auf einem seichten Grund aufgebaut sind, und da ihre centrale Ausbreitung viel weniger tief und ihre Form weniger bestimmt ist, so sieht man leicht, dass diese Aehnlichkeit blos oberflächlich ist. Wenn daher Korallen von einer einige Faden tief in einem tiefen Meere untergetauchten Bank mit steilen Seiten und ebener Oberfläche emporwuchsen, so dürfte sich ein Riff bilden, welches von einem Atoll nicht zu unterscheiden sein würde und nach Darwin existiren einige derartige Riffe in Westindien.

Nach dieser Ansicht muss aber angenommen werden, dass in jedem einzelnen Fall die Grundlage aus einer ebenen Bank besteht. Denn wäre sie, wie eine Gebirgsmasse, kegelförmig gebildet, so sehen wir keinen Grund, warum die Korallen von den Seiten aus empor wachsen sollten, anstatt von den centralen und höchsten Stellen. Da die Lagunen der Atolle zuweilen selbst mehr als 70 m tief sind, so muss nach dieser Ansicht auch ferner noch angenommen werden, dass die Korallen in einer Tiefe, in welcher sich die Wellen nicht brechen, kräftiger an den Rändern einer Bank als an ihrem zentralen Theile wachsen und das ist eine Annahme ohne Beweise."

Wir wiederholen also, dass der horizontale Umriss eines Korallenriffes mit Rücksicht auf die Verbreitung der kalkigen Rifffacies sehr

1) Darwin, Korallenriffe, S. 26.
2) Basevi, Petermanns Mitth., Bd. XVIII, S. 295.
3) Darwin, l. c. S. 57, 89.

unregelmässig ist, und dass selbst das scheinbar so charakteristische Bild eines Atolls keine massgebende Bedeutung für den geologischen Umriss der Rifffacies gewinnt.

Betrachten wir jetzt den vertikalen Umriss, die Böschungen der Korallenriffe, so sehen wir dieselben meist als steile Kalkinseln aus grosser Tiefe aufragen. Die Strandriffe in der Flachsee, und besonders die Riffe im Gebiet der Kontinentalstufe haben freilich oft recht flache Böschungen, und erheben sich nur wenig über den umgebenden Meeresboden. Im südlichen Meerbusen von Sues ist die Strasse von Djubal besonders durch ihre zahlreichen Korallenriffe für die Schifffahrt gefährlich. Hier beträgt die grösste Tiefe zwischen Schab Aschrafi und Schab Ali 70 m, und zwar auf eine Horizontalentfernung von 20 km. Die Mehrzahl der anderen Riffe ragen nur 10—30 m über den sandigen Meeresboden empor, und haben mit Ausnahme der obersten Riffkante sehr flache Böschungen.

Nirgends ist es nöthiger, sich immer die richtigen Grössenverhältnisse klar zu machen, wie bei der Beurtheilung einer Korallenriffablagerung; auf den geographischen Karten sehen wir einen zufälligen Durchschnitt durch das Riff dargestellt, während fossile Riffe durch spätere Denudation ihre ursprüngliche Form verloren haben, und sehr schwer in allen ihren Dimensionen zu rekonstruiren sind. Nur wenn wir die Böschungen recenter Riffe genau kennen, sind wir im Stande, die Riffnatur eines Kalkstockes nachzuweisen oder zu widerlegen.

Der[1]) Abhang ist an den Riffen des Rothen Meeres bald steil und überhängend, bald senkt er sich allmälig oder terrassenförmig gegen den Grund des Tiefmeeres herab, welcher durchschnittlich 5—8 Klafter unter der Rifffläche liegen mag, so dass der sandige Grund unmittelbar vor der Klippe noch meist für das Auge erreichbar ist, er senkt sich aber fort und fort, und wenige Schritte vor dem Abhang nach einwärts blickt man nur in für das Auge unergründbare blaue Tiefen.

Wo[2]) das Wasser vollkommen ruhig ist, wie innerhalb einer Lagune, wachsen die Riffe meistens senkrecht auf, hängen zuweilen selbst über ihre Basis über, andererseits ist da, wo das Wasser meistens, wenn auch nicht ausnahmlos ruhig ist, wie an der unter dem Winde liegenden Seite von Mauritius, das Riff sehr sanft geneigt.

Um so steiler ist die Böschung solcher Korallenriffe, die sich aus grösseren Meerestiefen erheben. Zugleich ist es bemerkenswerth, dass der Böschungswinkel in verschiedener Höhe sehr wechselt.

In den folgenden Tabellen (nach Dietrich[3]) bedeuten die schräg (cursiv) gedruckten Zahlen die Tiefe in m. Die zwischen zwei solchen cursiven Zahlen etwas höher stehende kleine (Petit) Zahl giebt die Entfernung der beiden Lothungspunkte in km an, während die unten stehende Zahl den berechneten Böschungswinkel darstellt.

1) Klunzinger, Bilder aus Oberaegypten 1878, S. 360,

2) Darwin, l. s. S. 24.

3) Böschungsverh. der Sockel oceanischer Inseln. Diss. Greifswald 1892, S. 41.

Anmerkung. Das Zeichen —·— über einer Lothungszahl bedeutet, dass der Grund in der angegebenen Tiefe nicht erreicht wurde.

Bermudas.

*1.	Hamilton 19,4 Riff 8,9 *3566* 11,0 *3310* 36,0 *4846* 21°50′ 1°20′ 2°27′	nach West.
*2.	Hamilton 4,3 Riff 20,5 *1234* 5,5 *933* 8,0 *1481* 26,7 *3420* 3°22′ 3°8′ 3°55′ 4°9′	nach SSW.
*3.	Hamilton 2,9 Riff 23,1 *3328* 8°11′	nach Süd.
*4.	David 15,35 Riff 15,65 *2798* 10°8′	nach Nord.
*5.	*4480* 18,6 *3127* 14,4 Riff Irland-Hamilton Riff 26,2 21,4 *2743* 4°10′ 12°15′ 7°18′	NW.—SO.
*6.	W. *3978* 9,2 *2469* 13,2 *933* 5,5 *2606* 13,0 *3328* O. 9°19′ 6°38′ 16°55′ 3°11′	Durchschnitt des unterseeischen Rückens südw. der Bermudas.

Bahama-Inseln.

*1.	28° 42′ N. B. 77° 9′ W. L.	nach O. *1097* 25,3 *1139* 23,6 *1393* 19,7 *5203* 0°6′ 0°37′ 10°57′
*2.	28° 1′ N. B. 76° 13′ W. L.	nach N. *1137* 21,5 *1263* 22,5, *2574* 19,6 *5845* 0°20′ 3°20′ 9°28′
*3.	27° 49′ N. B. 76° 12′ W. L.	nach O. *1157* 30,5 *4753* 6°43′
*4.	27° 37′ N. B. 76° 12′ W. L.	nach NO. *1289* 18,8 *1393* 21,6 *4753* 0°19′ 8°51′
*5.	26° 37′ N. B. 76° 49′ W. L.	Gross Abaco nach O. *1723* 19,5 *5121* 9°53′
*6.	25° 51′ N. B. 77° 9′ W. L.	Gross Abaco SO. *21* 12,1 *3242* 11,0 *4064* 14°54′ 4°16′
*7.	25° 33½′ N. B. 76° 34½′ W. L.	Eleuthera NO. *26* 13,0 *3524* 12,9 *4870* 15°4′ 5°57′

Nr.	Lage	Ort und Richtung	Profil
*8.	26° 33′ N. B. 78° 24′ W. L.	Great Bahama Insel nach S.	1,1 14,4 *33 271 965* 12° 32′ 2° 45′
*9.	26° 33′ N. B. 78° 24′ W. L.	Great Bahama n. OSO.	6,2 23,1 *33 671 1585* 5° 53′ 1° 52′
*10.	24° 52′ N. B. 76° 31½′ W. L.	Sail Rock zum Exuma-Sund n. SO.	6,0 14,7 15,9 15,0 *595 1397 1580 1540 261* 7° 37′ 0° 43′ 0° 9′ 4° 52′
*11.	24° 40′ N. B. 76° 11′ 30″ W. L.	Eleuthera Südspitze nach W.	3,94 *446 1428* 14°
*12.	24° 40′ N. B. 76° 11′ 30″ W. L.	Eleuthera Südspitze nach SSO.	0,9 5,8 5,3 *446 512 1644 1714* 4° 6′ 11° 3′ 0° 45′
*13.	24° 8½′ N. B. 75° 15′ W. L.	C at Isl. SO.-Spitze nach O.	15,3 16,1 *40 4013 4540* 14° 33′ 1° 52′
*14.	24° 8½′ N. B. 75° 15′ W. L.	Cat Insel nach SO.	13,2 11,6 11,7 *40 1355 1545 210* 5° 41′ 0° 56′ 6° 31
*15.	24° 6½′ N. B. 75° 31′ W. L.	Cat Insel nach W.	3,1 *499 941* 8° 7′
*16.	24° 2′ N. B. 77° 13′ W. L.	Green Cay bei Andros Insel nach WSW.	14,3 *177 1472* 5° 10′
*17.	23° 49½′ N. B. 75° 8½′ W. L.	Conception zum Exuma-Sand nach W.	3,9 *212 2138* 26° 18′
*18.	23° 35′ N. B. 74° 47½′ W. L.	Rum Cay nach N.	20,0 13,1 13,1 18,6 5,3 31,5 *272 2310 2312 978 3769 2076 4862* 5° 49′ 0° 5° 49′ 8° 32′ 17° 43′ 4° 59′
*19.	23° 34′ N. B. 76° 33′ W. L.	nach W.	1,7 *67 673* 19° 39′

Tschagos-Archipel.

Ort	Profil
1. Diego Garcia W.	0,83 *366* 23° 42′
2. Peros Banhos i. Passe de L'Isle Poule.	0,74 0,37 0,23 *22 110 238* 1° 42′ 13° 21′ 8° 44′

3. Pitt Bank	0,93 1,4 *7,3* *11* *220* 0° 14' 8° 30'
4. „ „	3,1 *27* *366* 6° 13'
5. „ „	1,6 *20* *274* 9° 2'
6. „ „	0,93 2,3 *55* *146* *311* 5° 37' 4° 5' 40"
7. Middle Insel.	3,5 3,7 *311* *446* 5° 5' 2° 6'
8. West-Insel.	4,0 *216* 3° 5' 30"

Keelings-Inseln.

1. Directions-Isl. N.	0,97 1,02 *439* *695* 24° 21' 14° 5'
2. „ „ NW.	0,3 0,065 0,15 0,056 0,12 0,15 0,26 0,185 *13* *18* *155* *267* *336* *434* *503* *658* 2° 27' 4° 50' 42° 47' 63° 21' 30° 5' 33° 15 14° 58 40° 2'
3. North Keelings-Insel W.	0,116 0,44 *9* *37* 4° 31' 3° 32'
4. Selima SO.	2,4 *2196* 42° 28'
5. Ross-Insel W.	0,6 *348* 30° 6'
6. Selima O.	1,1 *494* 24° 11'

Marianen.

Riff von Saipan Insel.	0,13 0,043 0,11 0,28 0,2 *15* *18* *27* *55* *93* 6° 32' 4° 52' 4° 45' 5° 30' 10° 52'

Viti-Arch.

1. Mbengha	0,74		0,74		1,48
		33	Riff		*249*
	2° 33'		2° 33'	9° 33'	
2. Vatu-Leile	1,48		3,33		
		Riff		*353*	
			6° 3'		

Tahiti.

*Tahiti	Riff mit 9 m Tiefe	0,46		4,6	
			311		*1189*
		33° 7'		10° 44'	

Weihnachts-Insel.

a. nach Osten	27,3	
		4575
	9° 31'	
b. nach Süden	3,7	
		1500
	22° 4'	
c. nach SW.	33,4	
		4538
	7° 44'	

Durchschnittliche Böschungen an Koralleninseln.

0—300	300—1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500	2500—3000	3000—3500	3500—4000	4000—4500 m
17° 22'	11° 3'	11° 32'	13° 21'	10° 39'	11° 36'	10° 22'	8° 2'	7°

Aus vorstehender Tabelle ist zu entnehmen, dass die Böschungen sehr wechseln, aber meist über 10° betragen, und dass die Maximalböschung 63° steil ist.

Das Profil durch einen riffreichen Meeresboden zeigt uns also auf einem relativ ebenen, mit klastischen oder organischen, dünnen Schichten bedeckten Grunde, hohe Kalkberge mit 10—60° steilen Böschungen. Mag der Kern dieser Kalkstöcke aus einem Granitfelsen, einem Vulkankegel, oder aus Korallenkalk gebildet werden, es ist dies ohne Einfluss auf die rein empirische Thatsache, dass in einem Riffgebiet das Sediment nicht auf weite Flächen in ebenen Schichten aus-

gebreitet wird, sondern dass es in sehr verschiedener Facies und in sehr verschiedenem Niveau, dicht nebeneinander zur Ablagerung gelangt.

Wir müssen also vom geologischen Standpunkt als Charakter eines Riffes betonen, dass Sedimente auf der Oberfläche des Riffes nahe dem Meeresspiegel, und bis zu 3000 m tiefer am Boden des Meeres in verschiedenem Niveau gleichzeitig gebildet werden.

Es ist eine besonders auffallende Thatsache, dass obwohl das Riff in der Seichtwasserzone wächst, in dem Gebiet der Abrasionskräfte keine Denudationsfläche, sondern eine Auflagerungsfläche entsteht. An jeder anderen, noch so harten Felsenklippe nagt die Brandung unaufhörlich — nur das Korallenriff überwindet nicht nur ihre Angriffe, sondern wächst sogar trotz derselben ruhig weiter.

Wir bezeichneten die Korallenstöcke und den Muschelsand als die beiden wesentlichsten Baustoffe eines Korallenriffes. Dass die Korallenstöcke auf der felsigen Höhe eines Riffes festwachsen, gedeihen und den Angriffen der Abrasion Widerstand leisten, geht aus den schon oben mitgetheilten Thatsachen hervor, und mag aus der Vorliebe der Riffkorallen für das bewegte Wasser und einen felsigen Untergrund leicht erklärt werden. Aber warum bleibt der Muschelsand auf der Höhe des Riffes liegen, warum wird er nicht, wie an anderen Stellen in ebenen Schichten über den Meeresboden ausgebreitet, warum wächst er zu einer isolirten Kalkinsel heran? Woge auf Woge schwemmt gewaltige Fluthen schäumend über das Riff hinweg, und doch liegt zwischen den einzelnen Korallenstöcken eine grosse Masse groben und feineren Sandes, den die strömenden Wellen nicht in das umgebende tiefere Meer hinabspülen.

Das Problem erklärt sich sehr einfach dadurch, dass die Mehrzahl der Riffkorallen aus ästigen, vielverzweigten Stöcken bestehen, dass zwischen den Korallenstöcken unzählige kleine und grosse Lücken und Höhlungen sind. Wenn auf einer runden Granitklippe eine Muschelschaale liegt, so wird sie rasch von den Wellen herabgespült, wenn auf einem grossen *Coeloria*stock ein Seeigel gestorben ist, so wird sein Kalkgehäuse durch die leiseste Wasserbewegung herabgerollt. Fällt aber eine zerbrochene Schaale, ja ein noch so feinkörniger Kalksand zwischen die Aeste einer *Madrepora* oder in die Höhlungen, die sich zwischen den Korallenstöcken mäandrisch dahinwinden, so klemmen sie sich dort fest, häufen sich ungestört auf, und keine Brandung vermag sie aus ihrem sicheren Versteck herauszuholen.

Das ästige Gefüge der Riffkorallen, die spaltenreiche Oberfläche des Riffes ist also die Ursache dafür, dass das Korallenriff aus beträchtlichen Mengen von Kalksand besteht, der unbekümmert um die Angriffe der Brandung selbst im Seichtwasser immer weiter in die Höhe wächst.

Mit der Feststellung dieser Thatsache haben wir aber einen tiefen Einblick in das Wesen der Riffbildung gethan. Wir beobachten Anhäufungen von Kalksand, Muschelsand, Lumachellen unter allen Breiten, in allen Tiefen der Flachsee, und in der Regel wird dieser Detritus durch die beständige Wasserbewegung in relativ ebenen Schichten weit über den Meeresboden verstreut und ausgebreitet. Nur innerhalb der

Isokrymen von 20° C. erfolgt die Auflagerung dieses zoogenen und phytogenen Kalksandes in der Weise, dass sich ein Kalkstock mit steiler Böschung über den Meeresboden erhebt und bis an die Meeresoberfläche heranwächst. Weshalb wird das Kalksediment nicht hier wie in kälteren Meeren als ebene Schicht, sondern als isolirte steilböschige Kalklinse den klastischen heteropischen Sedimenten eingefügt?

Die Riffkorallen sind es, die mit ihren ästigen Stöcken und ihrer lückenreichen Oberfläche den Kalksand lokal zusammenhalten, ihn hoch anhäufen, und ihn zu einem „Riff“ aufbauen. Das ästige lückenreiche Gefüge der Riffkorallen und der Korallenriffe ist die Ursache der Riffbildung.

Das Wesen der Riffbildung beruht im Sandfangen, im Festhalten des Kalksandes an steilen Böschungen, im Fixiren des Sandes innerhalb der brandenden Seichtwasserzone. Wie ein Zaun, wie eine Reusse umgeben die ästigen Korallen den Saum des Korallenriffes, sie umziehen den Kalksandhügel, schützen ihn gegen die Angriffe der Wogen und sie bedingen es, dass das Kalksediment nicht horizontal ausgebreitet wird, sondern vertikal in die Höhe wächst.

Aus dem Gesagten folgt aber auch, dass die ästigen Korallen wie *Madrepora*, *Pocillopora* u. A. die besten Riffbildner sind. Häufig wird in geologischen Abhandlungen das Wort Kalkbildung und Riffbildung verwechselt, in der Weise, dass man jedes beliebige kalkabscheidende Thier, jede kalkbildende Pflanze deren Reste grössere Kalkbänke erfüllen, für einen Riffbildner, und die Kalkbank für ein Riff erklärt. Wir müssen dem gegenüber wiederholen, dass das Riff auf dem geologischen Profil eine Kalklinse zwischen anderen Sedimenten bildet, dass es sich im Leben durch seine inselartige Form, durch sein Auftauchen mit steiler Böschung, im fossilen Zustand durch den stockartigen Charakter, durch die lokale Verbreitung, durch den scharfen heteropischen Faciesverband auszeichnet.

Genau wie bei der Bildung des chinesischen Lösses, und vieler ähnlicher Ablagerungen in Europa, der zarte vergängliche Rasen den darauf gefallenen Staub festhält und, dazwischen hindurchwachsend, ein sich immer mehr erhöhendes Lehmlager bildet, genau so verhalten sich die ästigen Korallen auf einem Riff zu dem dort gebildeten Kalksand. Das ewig bewegte Meer sucht seine Sedimente auf weite Flächen gleichmässig auszubreiten, die Korallen arbeiten dem entgegen, halten den Kalksand auf begrenztem Raum zusammen und bilden dadurch isolierte Kalkinseln.

Es ist leicht verständlich, dass eine ästige *Madrepora* in der gleichen Zeit eine viel grössere Kalkmenge produziert und das Riffwachstum viel energischer steigert, als eine *Coeloria*. Denn wenn wir annehmen, dass beide Arten in der Zeiteinheit 1 Kubikfuss Kalk organisch ausscheiden, so ist der Zuwachs, der durch eine *Coeloria* dem Riff gebracht wird, 1 Kubikfuss. Dieselbe Kalkmasse ist aber im ästigen *Madrepora*skelett auf einen viel grösseren Raum verteilt; die 1 Kubikfuss Kalkmasse durchzieht mit ihren Aesten etwa einen Raum von 3 Kubikfuss. Das Mehr sind die Räume, welche zwischen den *Madrepora*ästen offenbleiben. Diese 2 Kubikfuss Zwischenräume

1) J. Walther, Petermanns Monatshefte No. 102, 1891, S. 28.

werden nun durch den Kalksand ausgefüllt, den andere Kräfte auf dem Riff erzeugen, der dem Riffwachsthum zu gute kommt, obwohl bei seiner Bildung die Riffkorallen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Alle Muscheln, Schnecken, Echinodermen, Crustaceenschaalen etc. füllen diese Lücken aus und bewirken es, dass die *Madrepora* in der Zeiteinheit zwar nur 1 Kubikfuss Kalk organisch ausscheidet, aber die Masse des Riffs um 3 Kubikfuss vermehrt.

Eine massige Koralle wächst und vergrössert durch ihr blosses Wachsthum das Riff, eine ästige Koralle vergrössert das Riff ausserdem durch den Sand, den sie zwischen ihren Aesten ansammelt, deshalb ist sie eine viel bessere Riffbildnerin als jene. Sie arbeitet mit Unterstützung der grossen Schaar der kalkbildenden Thiere, während die massigen Korallen nur durch ihre organisch ausgeschiedene Kalkmasse wirken.

Der Unterschied beider Korallenarten kommt besonders deutlich zum Ausdruck, wenn man die Zahlen vergleicht, welche über das Wachsthum verschiedener Korallen gewonnen worden sind, und von Dana[1]) zusammengestellt wurden. Danach beträgt das Wachsthum von

Maeandrina sp. nach Hunt. 6 Zoll in 12 Jahren.
Oculina diffusa 4 „ „ 14 „
Maeandrina clivosa 1/6 „ „ 14 „

Dagegen zeigen die ästigen Korallen ein ungemein viel stärkeres Wachsthum:

Madrepora cervicornis nach Weinland 3—5 Zoll in 3 Monaten.
Madrepora sp. nach Whipple 3 Zoll in 1 Jahr.

Also im Durchschnitt wächst eine ästige Korallenkolonie als Riffbildnerin mehr als zehnmal so rasch als eine massige Koralle.

Selbst wenn wir unsrer Vergleichung die Maximalgeschwindigkeit des Wachsthums einer massigen Koralle und die Minimalgeschwindigkeit desjenigen einer ästigen Koralle zu Grunde legen, so erhalten wir für die letztere immer noch eine sechsmal grössere Intensität.

Wir lesen dasselbe bei Dana[2]): „Madreporen wachsen zweifellos viel schneller als die massiven Korallen“.

Man kann mit denselben Baumstämmen, mit denen sich nur ein kleines Blockhaus bauen lässt, ein bedeutend grösseres Haus in Fachwerk aufführen; ebenso baut sich ein Riff viel intensiver aus ästigen Korallen auf, denn diese wachsen mit Unterstützung des Kalksandes und vergrössern das Riff in viel rascherem Tempo als die massigen Gattungen, welche es verschmähen, Sand zu fangen, und die nur durch ihren eigenen Körper das Riff zu vergrössern im Stande sind.

Fassen wir jetzt alles zusammen, was wir über die Definition eines Korallenriffs und das Wesen der Riffbildung festgestellt haben so kommen wir zu folgendem Schluss:

Ein Korallenriff ist ein isoliertes, über den Meeresboden sich erhebendes Kalklager, wesentlich gebildet durch ästige Korallen, welche den Kalksand auffangen und verhindern, dass er sich über den Meeresboden gleichmässig ausbreite.

---

1) Dana, Corals and Coral Islands 1875, S. 97—100.
2) l. c. S. 100.

Der Mangel einer horizontalen Gliederung, d. h. Schichtung, der an fossilen Korallenriffen so oft beschrieben und als ein wichtiges Kennzeichen betont worden ist, hängt mit dieser Bildungsweise eng zusammen. Die vertikal durch den Muschelsand hindurch wachsenden Korallen verhindern es, dass der erstere durch die Bewegung der Wasser schichtenförmig ausgebreitet wird. Sie geben dem Riff ein vertikal gegliedertes Gefüge. Naturgemäss giebt es alle Uebergänge zwischen wohlgeschichteten und ungeschichteten Theilen auf und in einem Korallenriff, aber dieser Charakter wird immer bedingt durch das Ueberwiegen oder Zurücktreten der, einer horizontalen Gliederung des Sediments entgegenarbeitenden, Riffkorallen.

Und es mag hervorgehoben werden, dass auch von diesem Gesichtspunkte aus die oben erwähnte Aehnlichkeit der Riffbildung mit der Lössbildung in beiden Fällen dasselbe Resultat erzeugt. Hier wird durch zarte Gräser, welche Staub fangen und durch denselben hindurchwachsen, eine ungeschichtete festländische Lehmablagerung gebildet, dort am Meeresgrund wird der zoogene Muschelsand durch leicht zerbrechliche Madreporenäste gefangen, und indem dieselben vertikal hindurchwachsen, entsteht ebenfalls eine ungeschichtete Masse von Sediment.

Wer zum ersten Mal auf einem Boot über die farbenprangenden Gärten eines Korallenriffs hinwegrudert, oder wer bei Ebbe in dem metertiefen Wasser umherwandernd die Struktur und das Gefüge eines Riffs näher untersucht, dem fallen besonders jene tiefen Höhlen ins Auge, welche zwischen den kompakten Korallenfelsen gähnen. Von unregelmässigem Umriss, gebildet durch benachbarte Korallenstöcke, durchziehen sie nach allen Seiten das Riff. In diesen Höhlen lebt am prächtigsten entfaltet die Menge der corallophilen Thiere; stachelige Seeigel sitzen in Vertiefungen versteckt, bunte Seesterne klettern an den Wänden empor, Krebse und Fische spüren räuberisch umher, farbenprächtige Gastropoden kriechen zwischen zarten Algenkolonien.

In[1]) der eigentlichen Korallenzone des Riffs (bei Kosser) werden die Lücken zwischen den Korallenkolonien, die „Brunnen", tiefer, schluchtartiger; das Auge kann oft den Grund nicht mehr erreichen, die Ränder sind überhängend. Diese Brunnen kommunizieren vielfach unterirdisch miteinander und mit dem offenen Meere, und dieser Theil der Klippe erweist sich zumeist nur als eine durch Spalten und kraterartige gyröse Löcher gegen die Oberwelt geöffnete Steindecke eines grossartigen Höhlensystems. Die Wogenbewegung des Tiefmeeres setzt sich, wenn auch gebrochen, durch diese Meereshöhlen fort und bewirkt in den Oeffnungen ein in gemessenen Zwischenräumen wiederkehrendes Steigen und Fallen des Wassers, verbunden mit einem furchtbaren cavernösen Gurgeln und Zischen. Schweigt aber der Sturm des grossen Meeres, so ruht auch das Wasser dieser Höhlenbrunnen, und das Auge dringt, vom sichern Standpunkt auf der Klippe aus, durch nichts gehindert, weit hinab in die klare Tiefe.

Im ganzen[2]) verlangt die riffbildende Koralle viel Licht und vielen Sauerstoff zu ihrem Gedeihen; in der stürmichen Brandung ist

1) Klunzinger, Bilder aus Oberägypten. Stuttgart 1878, S. 335.
2) C. Keller, Reisebilder aus Ostafrika u. Madagascar. Leipzig 1887, S. 61.

ihr eigentliches Wohnelement. In den obern Wasserschichten, d. h. in einer Tiefe von 3—10 m, spielt sich das Leben dieser Geschöpfe ab. Schon in 10—12 m Tiefe sind auffallend viele Korallenstöcke abgestorben. Fast alle Arten sind eigentlich lichthungrig, ihre Thiere bauen fast nur in der Richtung der starken Beleuchtung und lassen einen ausgeprägten Heliotropismus erkennen. Es scheint bisher völlig übersehen worden zu sein, dass hierin die Ursache liegt, warum die Korallenbank von einem ausgedehnten Höhlensystem durchzogen wird und nicht eine kompakte Masse darstellt. Eine Koralle beginnt zu bauen und breitet sich nach oben möglichst aus; eine benachbarte macht es ebenso, und schliesslich erfolgt eine Berührung, während die Basen getrennt sind. Zwei sich erhebende Korallenfelsen verhalten sich ebenso, und schliesslich führt dies zu einer lakunösen Struktur der ganzen Bank. Doch nicht alle Korallen gehen dem Licht nach, einige ziehen den Schatten vor, wie *Fungia Ehrenbergii*, die blattartig ausgebreitete *Hydnophora Ehrenbergii* und die intensiv mennigrote *Mopsea erythraea*, welche immer sehr tief sitzen oder in den Höhlungen der Korallenbank versteckt sind.

Das Innere[1]) von Matilda Atoll wird aus Terrassen von Korallengestein gebildet, in dem das Senkblei in Löcher von mehreren Faden Tiefe einsinkt.

Mr. WHIPPLE beobachtete[2]) in den Fidji-Inseln auf den Korallenriffen von Turks Island Höhlungen von 60—90 m Breite, gebildet durch Korallenpfeiler von 4 m Durchmesser, welche sich oben in eine tafelförmige Masse von 30 m ausbreiten.

Das Wasser in dem Kanal von Cossol[3]) ist hellblau, obgleich man den Meeresgrund noch nicht erkennen kann; nur mitunter erheben sich aus der Tiefe senkrecht emporsteigende isolierte Felsen bis zu 5—7 m von der Oberfläche des Meeres herauf — zum Beweise, dass Cossol nichts andres ist, als eine unterseeische Fortsetzung der Inselgruppe der Palaus. Wenn man in das Innere des hufeisenförmigen Riffs eindringt, mehren sich diese isolierten Korallenfelsen und verwachsen schliesslich, indem sich der Meeresboden ganz langsam erhebt, mit der innern Seite des eigentlichen Riffs.

Das lebende Riff[4]) zeigt eine sehr unebene Oberfläche und nach allen Richtungen Löcher und Hohlräume; beim toten werden Unebenheiten der Oberfläche durch den darauf geworfenen Detritus mehr geebnet und die Hohlräume und Kanäle ausgefüllt.

Die Entstehung der Höhlen wird leicht verständlich, wenn man sich der Baumaterialien erinnert, aus denen, wie wir in den vorhergehenden Abschnitten kennen gelernt haben, ein Korallenriff gebildet wird. Wir sahen, dass zwei von einander nur indirekt abhängige bionomische Faktoren den Bau eines Korallenriffs ausführen. Auf der einen Seite die ästige oder massige Kalksubstanz, welche durch die Thätigkeit der Riffkorallen organisch ausgeschieden wird, welche den Zusammenhalt, ja wir dürfen sagen, die Existenz des Riffs bedingt.

1) DARWIN, Korallenriffe, S. 30.
2) DANA, Corals and Coral Islands, S. 111.
3) K. SEMPER, Die Palau-Inseln 1873, S. 152.
4) REIN, Bermudas, Verh. d. I. Geogr.-Tages, S. 34, Anmerkung.

Zwischen die, beim Weiterwachsen der Korallenstöcke entstehenden, Lücken wird ein Kalksand gefüllt, welcher durch Krebse und Raubfische, vielleicht auch durch Holothurien aus den Skeletten der kalkbildenden Foraminiferen, Echinodermen, Mollusken, Bryozoen, Brachiopoden etc. zubereitet wird.

Nun ist ja die Existenz und der Individuenreichthum der korallophilen Fauna, welche diesen Kalksand liefert, gebunden an die Existenz der Riffkorallen; allein die speciellen bionomischen Bedingungen, welche auf einem Riff eine grössere Menge solcher Thiere erzeugen, können unabhängig sein von den Bedingungen, welche das Wachsthum der Riffkorallen veranlassen und begünstigen; daher wird es uns nicht schwer, zu verstehen, dass die korallophile Fauna auf einem Riff oder einem Rifftheil reicher ist, als auf einem andern. Infolgedessen wird an der einen Stelle mehr Kalksand gebildet, als an einer andern; dort werden alle beim Weiterwachsen der Korallenstöcke gebildeten Lücken mit Kalksand ausgefüllt, hier bleiben grössere oder kleinere Lücken offen.

Viele Lücken und Höhlungen in lebenden und fossilen Korallenriffen sind nicht nachträgliche Auswaschungen im festen Korallenfelsen, sondern sie sind ursprüngliche Sedimentlücken im wachsenden Riff, welche nicht mit Kalksand ausgefüllt worden sind.

Der Faciesbezirk eines Korallenriffes, dessen allgemeine Bildungsverhältnisse wir soeben beschrieben haben, enthält 9 verschiedene Arten von Sedimenten, die in wechselndem Mengenverhältniss und im wechselnden Verbande heteropisch miteinander vergesellschaftet sind, und die wir jetzt einzeln zu beschreiben haben:

1. Die wesentliche Facies wird durch die Korallen gegeben. Alle Riffkorallen sind Stöcke, sofern man nicht *Fungia* als Einzelkorallen betrachten will. Die Form dieser Korallenstöcke zeigt neben mancherlei unregelmässigen Gestalten, wie Aesten, Säulen, Bechern, Krusten, Blättern, Pilzen, zwei weitverbreitete und von zahlreichen Gattungen angenommener Typen: die Halbkugel und den Schirm.

Als Halbkugeln wachsen die Maeandrinen, Astraeiden, *Porites*, *Tubipora* u. s. w.

Nicht immer ist der Umriss halbkugelig, oft handelt es sich um unregelmässige Knollen, Nieren, Klumpen, aber die reinste Entwicklung findet dieser Typhus in der Halbkugel. Durch ein kräftiges dichtes Cönenchym verbunden, stehen die Korallenpersonen in radialer Anordnung von einem Mittelpunkt ausstrahlend neben einander, und *Porites* erreicht dabei Dimensionen von 3—5 m. An manchen Stöcken der äussersten Seichtwasserzone bemerkt man, dass ihre Oberfläche eine abgestorbene Platte, eine kahle Stelle hat, andere Exemplare sind ringsum mit lebenden Polypen bedeckt. Während die lebenden Oberflächen von Korallenstöcken niemals als Unterlage für die Ansiedelung neuer Stöcke dienen, sind abgestorbene Flächen häufig mit Korallen derselben oder anderer Gattungen bewachsen. Die halbkugeligen Stöcke besitzen meist eine so breite Basis und eine so bedeutende Schwere, dass sie durch ihr eigenes Gewicht selbst auf lockerem Sandboden fest und unverrückt liegen.

Der zweite Korallentypus stellt einen flachen **Schirm** dar, der auf einer relativ schmalen Basis sich erhebt und dessen Aeste divergirend auseinanderwachsen und oft eine scharf abgeschnittene Oberfläche bilden. *Madrepora* bildet ebene Schirme von $1/2$ m Höhe und 3 m Durchmesser, *Pocillopora* hat meist eine flach gewölbte Oberfläche, und diese Fläche besteht aus dicht nebeneinander stehenden Aesten, jeder besetzt mit Hunderten von Einzelpersonen. Diese schirmförmigen Korallen sitzen meist recht fest auf ihrer Unterlage aufgewachsen, und wo sie überwiegen, wie auf den Riffen des Rothen Meeres, erhält das Riff eine treppenförmige Oberfläche. Aber dadurch entsteht keineswegs eine horizontale Schichtung der Riffmasse.

Wenn man Gelegenheit hat ein, durch eine negative Strandverschiebung trocken gelegtes, korallenreiches Riff zu untersuchen, so fällt dem Beobachter der Mangel jeder horizontalen Gliederung recht auf. Auch die Seltenheit von Madreporenschirmen ist so bemerkenswerth, selbst wenn Madrepora in dem nahen lebenden Riff alle anderen Gattungen an Menge überwiegt, dass diese Seltenheit wohl nur die Folge sekundärer Vorgänge sein kann. Und wenn man auf dem lebenden Riffe solche Stellen untersucht, an denen das Riff abstirbt, so bemerkt man leicht, wie sehr hierbei gerade die eleganten Madreporiden zerstört und unscheinbar werden. Sie werden zerbrochen, verkleinert, ihrer Aeste beraubt, und werden endlich als relativ kleine Stöcke in das Riffsediment eingebettet.

Dadurch, dass auf dem Korallenriff ein Stock dem anderen zur Grundlage dient, entsteht auf dem Profil ein System vielgewundener und verästelter Korallenpfeiler zwischen denen der Kalksand, dessen Entstehung wir noch zu schildern haben, aufbereitet wird.

Was wir schon S. 202 von der Muschelbank in der Irischen See kennen lernten, das trifft auch für das Fossilwerden eines Korallenriffes zu: die Arten und Gattungen, die auf dem lebenden Riff überwiegen, sind in dem fossilen Riff nicht gerade so vorherrschend. Beim Absterben des Riffes ändert sich das Zahlenverhältniss der einzelnen Formen zu einander, und eine im Leben relativ seltene halbkugelige *Coeloria* ist im fossilen Riff ungemein häufig, während die auf dem lebenden Riff vorherrschende *Madrepora corymbosa* beim Absterben des Riffes bis auf undeutliche, unbestimmbare Reste zerstört wird. Daran liegt es auch, dass auf den fossilen Riffen älterer Formationen so viele Geschlechter überwiegen, die recht wenig geeignet zu sein scheinen zum Riffbilden und Sandfangen. Die Lückenhaftigkeit geologischer Ueberlieferung steigert sich in solchen Fällen zu einer scheinbaren Fälschung der palaontologischen Urkunde, und ohne die ontologische Methode, ohne die Korrelation der Lebenserscheinungen ist der urtheilende Geologe den bedenklichsten Irrthümern ausgesetzt.

Die Korallen ertragen zwar eine vorübergehende Trockenlegung bei Ebbe oftmals recht gut. Sie scheiden hierbei, wie Moebius zuerst beobachtet hat, einen Schleim aus, der das Gewebe vor dem Austrocknen schützt. Aber eine dauernde Trockenlegung tödtet die Korallen rasch.

Wenn der Abstand zwischen Meeresgrund und Meeresspiegel unveränderlich ist, so wird das Wachsthum der Korallen bald eine vertikale und seitliche Grenze erreichen. Nach oben können die

Korallen nicht über das Wasser emporwachsen, nach unten ist ihnen in der unteren Grenze der Seichtwasserzone an den Rändern des Riffes eine Schranke gegeben. Sobald aber ein Meereswandel (vergl. S. 182 bis 185) eintritt, bieten sich neue Wachsthumsbedingungen.

Bei positivem Meereswandel, der sich an der Küste in einer positiven Strandverschiebung geltend macht, also beim Ansteigen des Wassers oder dem Sinken des Meeresgrundes [1]) rückt die untere Wachsthumsgrenze der Korallen nach oben, und es müssen dort viele Stöcke absterben. Dagegen kann das Riff von seiner Oberfläche vertikal in die Höhe wachsen, das Dickenwacksthum des Riffes kann vorschreiten.

Bei negativem Meereswandel, wenn der Meeresboden steigt, oder das Meerwasser sinkt, muss die Oberfläche des Riffes absterben, und kann fossil werden, während die Wachsthumsgrenze an den Rändern und Böschungen des Riffes gleichen Schrittes nach unten rückt, und da die Böschungen des Riffes nur selten senkrecht sind, so wächst das Riff in die Fläche und verbreitert sich beständig.

Nach den in neuerer Zeit geltend gewordenen Ansichten über die aktiven Bewegungen des Meeresspiegels, findet an den meisten Küsten ein Oscilliren des Wasserspiegels bald nach oben, bald nach unten statt. Das Wachsthum eines Riffes erfolgt also unter überaus wechselnden Umständen. Jetzt steigt das Meer an und gestattet dem Riffe nach oben in die Dicke zu wachsen, dann sinkt der Meeresspiegel wieder, das Dickenwachsthum hört auf, das obere Stück des Riffes stirbt ab und das Flächenwachsthum beginnt. Es schichten sich mantelförmige Schaalen, flach nach unten reichende Zungen von Korallenkalk, um die Böschungen des Kalkstockes, und es entsteht jene Schichtung, die wir als Uebergussschichtung S. 631 beschrieben haben. Nie ruht der Meeresspiegel, beständig oscillirt er auf und nieder, und infolge dessen gewinnt der Bau eines Riffes einen seltsam gemischten Charakter. Im inneren Gefüge der Böschungen erblicken wir vorwiegend die Merkmale eines negativen Meereswandels, auf der Oberseite markirt sich das Dickenwachsthum der positiven Periode. Ein fossiles Riff wird äusserlich immer die Zeichen einer negativen Strandverschiebung tragen müssen, obwohl es vorherrschend in Zeiten positiver Strandbewegung gebildet wurde.

Man wundert sich so oft darüber, dass die meisten Korallenriffe die Spuren der „Hebung", (besser der negativen Strandverschiebung) an sich tragen, und schliesst daraus unbedenklich, dass Riffbildung und Hebung aufs Engste ursächlich zusammenhängen, ohne zu erwägen, dass alle Spuren negativer Strandverschiebung offen zu Tage liegen, während sich das Dicken-Wachsthum des Riffes wesentlich bei positivem Meereswandel vollziehen muss, d. h. zu einer Zeit, wo von dem Riff oberflächlich keine Klippen über das Wasser hinausragen können.

2. Das zweite Riffsediment bildet der organische Kalksand, der sogenannte „Korallensand" der Reisenden. Derselbe besteht zum grossen Theil aus 1—2 mm grossen Kalkstückchen von weisser, gelblicher oder grauer Farbe, und entstand aus den Hartgebilden mariner

1) Dana, Corals and Coral Islands, S. 215.
J. Walther, Abh. d. Sächs. Ges. d. Wissensch. Leipzig 1888, S. 505.

Thiere. Wenn wir von den Schaalen der meisten Foraminiferen absehen, die schon von Natur eine sehr geringe Grösse besitzen, so mussten die Skelette benthonischer Thiere zerbrochen und zerstört werden, ehe sie Kalksand bilden. Und somit zerfällt unsere Aufgabe in zwei Theile: zuerst haben wir die Thierwelt der Korallenriffe zu schildern, deren Reste sich zur Bildung von Korallensand eignen, dann haben wir zu untersuchen, wodurch aus ihnen der feinkörnige Kalksand entsteht.

Die Fauna der Korallenriffe, die korallophile Thierwelt ist eine der reichsten bionomischen Genossenschaften. Nirgends ist das Meer so reich und so mannichfaltig belebt, wie auf einem Korallenriffe, nirgends ist die Fülle der Thierwelt auch nur annähernd so gross. Die Fischzüge nnd Planktonbänke der Polarmeere, die belebtesten Meeresregionen der gemässigten Zone treten zurück, gegenüber den tropischen Korallenriffen.

Eine überaus vollkommene Schilderung entwirft KLUNZINGER [1]) von den Riffen bei Kosser am Rothen Meere:

Das Riff bildet eine unmittelbar vom Ufer aus in einer Breite von 200—400 m gegen das Meer hin sich ziehende, im Ganzen horizontale Fläche von meilenweiter Längserstreckung, die nur da unterbrochen ist, wo ein Thal vom Gebirge her einmündet, welches Süsswasser einst brachte oder zuweilen noch bringt. Im Einzelnen zeigen sich aber manche Niveaudifferenzen: es ist eine leichte Erhöhung der Uferzone meist bemerklich, daher auch diese Uferzone bei Ebbe am frühesten sich leert und bei Fluth am spätesten sich zu füllen pflegt. Zwischen der bei der Ebbe sofort sich entblössenden, mit mehrfachen leicht erhabenen Spitzen und Riffen versehenen Hauptfläche sind grössere und kleinere Vertiefungen eingeschlossen, deren Grnnd sich mit Sand ausfüllt, und in diesen Gruben wird das Wasser auch bei der Ebbe zurückgehalten. Nur in den flachsten Vertiefungen verinnt und verdunstet es. So erscheint dann das Riff bei der Ebbe wie ein Netzwerk mit Lagunenmaschen, oder, wo die Vertiefungen communiciren oder vorherrschen, wie ein Inselreich. An einzelnen Stellen erheben sich mitten auf der Klippenfläche grosse Steinblöcke, erratischen Blöcken ähnlich. Das Volk hält sie für „versteinerte Schiffe“. Sie sind mit dem Riffboden fest verwachsen, und bestehen aus demselben Riffgestein, wie dieser und wie die Felsen am Ufer. Den Vögeln sind sie ein willkommener Ruheplatz. Andere Blöcke sind lose, nicht mit der Unterlage verwachsen, und sind durch die Gewalt der Wogen irgendwo abgerissen und hergeschleppt. Sonst aber ist das Riff im Allgemeinen eben.

Die äusserste Zone erfreut sich nur wenige Stunden der Erquickung durch das Frischwasser. Das Wasser in den kleinen seichten Sandlagunen wird daher während der Ebbe zur Sommerzeit so heiss, dass man den eingesetzten nackten Fuss sogleich zurückzieht. An einigen Tagen des Jahres ist fast gar keine Fluth zn bemerken. Die Klippe bleibt 1—2 Tage trocken, und zwar in der Regel einmal im Winter und einmal im Sommer. Dann bekommt das nicht vom Meere her erneuerte Wasser in den Tümpeln eine so aussergewöhnliche, im

---

1) KLUNZINGER, Bilder aus Oberägypten 1878, S. 334 f.

Sommer heisse, im Winter kalte Temperatur, dass die darin weilenden Thiere, besonders Fische, massenweise sterben, ja manche Würmer, die man sonst fast nie findet, kommen in Menge aus ihren tiefen Schlupfwinkeln im Sande an die Oberfläche und sterben dort. In dieser Zone finden sich die Mondschnecken *(Nerita)* wohl, von denen Arten auch im Brack- und Süsswasser vorkommen. Eine Art *(Nerita polita)* hat immer eine glatte, polirte Oberfläche, die einer anderen *(Nerita albicilla)*, welche sich der Luft und der Sonne mehr aussetzt, sieht meist wie verwittert aus. Die Löcher und Ritzen des porösen Gesteins bieten der Winkerkrabbe *(Gelasimus tetragonon)* einen willkommenen Versteck. Ihre Wohnung ist hier, nicht am Strande. Sie gräbt sich keine Löcher in den Sand, wie von der brasilianischen Art *(Gel. vocans)* erzählt wird, sondern der Sand, der sich während der Fluth über ihrer Felsenwohnung anhäuft, wird sofort nach Abfluss des Wassers in Form kleiner runder Bälle ausgeworfen.

Die erwachsenen Männchen tragen eine zu ihrer Grösse und zu der der anderen Seite ganz unverhältnissmässige Scheere, bei den jüngeren ist sie noch mässig entwickelt. Die Weibchen haben zwei kleine gleiche Scheeren. Die Männchen halten beim Lauf gern die grosse Scheere in die Höhe oder, wie ein parirender Fechter vor sich hin.

Eine ähnliche schlupfende Lebensweise führen die Grossaugkrabben *(Macrophthalmus)* und der auf der ganzen Klippe, besonders aber hier sehr gemeine *Chlorodius Edwardsii.* Letzterer variirt sehr in der Färbung und trägt oft ein Kreuz und andere Anzeichen auf den Rücken gemalt. Kleine schwarze Miessmuscheln *(Mytilus variabilis)* haben sich mit ihrem Bart (Byssus) an dem Korallenfels festgesetzt und umgeben die Tümpel und Spalten wie ein Kranz. Zwischen den leicht klaffenden Schaalen sieht man ihren schönen grünen Mantelsaum. Unter den Steinen und in den Pfützen findet sich eine Menge Uferschnecken *(Litorina)* und kleinerer und grösserer Nadelschnecken *(Cerithium)* zusammen mit Nerita.

Auf den getrockneten heissen Riffsrippen kriecht mit den eben genannten eine Purpurschnecke, die Stachelnuss (*Purpura hippocastanum*) herum, und es haben sich Napfschnecken (*Patella variegata*) und fingerlange Käferschnecken (*Chiton spiniger*) angesaugt, umgeben von kleinen Kothbällchen, die sie gemacht. Ueberrascht lassen sie sich leicht mit einem flachen Instrument abheben, haben sie die Gefahr aber vorher gemerkt, so saugen sie sich so fest an, dass man sie nur unter Ausreissen ihrer Eingeweide absprengen kann oder mit dem darunter liegenden Gestein abmeiseln muss. Die Käferschnecken rollen sich nach dem Loslösen, nach Art der Rollasseln, auf. Die genannten beiden Thiere sind nicht ganz festgebannt, sondern können kriechen, freilich nicht viel rascher als die Pflanzen wachsen. Sie haben, den Sonnenstrahlen und anderen Unbilden ausgesetzt, wie die *Nerita albicilla,* meist eine rauhe, abgenützte Schaalenoberfläche.

In den sandigen Tümpeln gewahrt man nach Abfluss des Wassers eine Menge von Hügelchen mit einem kraterartigen Loch an der Spitze, aus welchem von Zeit zu Zeit ein Wasserstrahl hervorschiesst; feine mit Sand umwickelte Fäden strahlen von allen Seiten des Kraters, selbst zwischen den Seiten des Hügels hervor, und man bemerkt sie

erst, wenn sie zurückgezogen werden. Dann und wann fährt auch ein dicker, fleischiger Faden aus dem Krater hervor. Beim Nachgraben findet man vielfach hin- und hergebogene Röhren, aus Sandstückchen und Muschelfragmenten gefertigt. Das bewohnende Thier, ein Schopfwurm (*Terebella*) zieht sich weit zurück und es ist kaum möglich, seiner habhaft zu werden. Aus einem Loch, vor dem man das Wasser strudeln sieht, wird nach einiger Beobachtung bald eine Krabbe hervorschauen, die ihre Oberfühler schwingt, in einem andern, aus dem ein Wasserstrom ausgetrieben wird, erblickt man die langen Fühler und die Scheeren eines kleinen langschwänzigen Krebses, eines *Alpheus*.

Viele Sandhügelchen sind von einer Menge kleiner Sandwalzen umlagert; es sind die abgebrochenen Stücke einer langen runden Sandsäule, die von Zeit zu Zeit aus einem Loche des Hügelchens hervorgetrieben wird. Dort liegt ein spiralförmig aufgerolltes glattes Sandblatt, das nach dem Trocknen bei der geringsten Erschütterung zerfällt (Laich der Nabelschnecke).

An den feinen Fadenalgen (*Phycoseris reticulata*) der Tümpel sitzt in Unzahl *Cerithien-*, *Patellen-* und anderer Schnecken Brut. Die hellgrünen Ulvenblätter (*Phycoseris lobata*) wimmeln von fast mikroskopischen, lebhaft gefärbten Monokeln (*Cyclops*). Von Fischen jagt während der Ebbe hier meist nur die Jugend von Meergrundeln (*Gobius*) und Meeresspringern (*Salarias*) und der merkwürdige *Cyprinodon dispar* herum.

Bei drohender Vertrocknung der Tümpel schlüpfen genannte Fische unter Steine und in die Riffklüfte, oder schnellen sich durchs Trockene in volleren Pfützen. Hier wuchern auch an vielen Buchten dieses Meeres die Dickichte der lorbeerähnlichen Schoragebüsche (*Avicennia officinalis*). Im Ganzen ist aber dieser Theil der Uferzone arm an Formen, und die vorhandenen Geschöpfe ziehen sich in die unergründbaren Spalten des harten Gesteins zurück, welches unter der leichten Sanddecke der Pfützen liegt.

Die Tümpel zwischen dem nackten oder mit einer schwärzlichen und rothen Schleimalge bedeckten Gestein füllen sich jetzt höher mit Sand, und auf diesem Boden sprossen grüne phanerogame Gräser aus der Familie der Laichkräuter oder Najadeen (*Halodule australis, Halophila ovata* und *stipulacea, Cymodocea ciliata*). Streift man sie ab, so bekommt man die Hand voll einer niedlichen winzigen grasgrünen Mondschnecke (*Neritina Rangiana*). Hier weiden kriechend Seehasen (*Aplysia*), Seitenkiemer (*Pleurobranchus*), Blasenschnecken (*Bulla physis* und *ampulla*), die riesige kegelförmige *Dolabella*, allerlei Kreutzschnecken (*Doris*) und andere Nacktschnecken (*Eolis*). Mancherlei Arten von Flügelschnecken (*Strombus*) stossen sich hüpfend weiter; eine der gemeinsten ist *Strombus gibberulus*, weiss mit schön carminrother Mündung, sie findet sich massenweise am Strande ausgeworfen. Die verwandte Fingerschnecke (*Pteroceras bryonia*) wird fast fusslang. Diese *Strombus* können nicht kriechen, sondern nur hüpfen mittelst Aufsetzens und Abschnellens des mit einem gezähnten klauenartigen Deckel besetzen, schmalen, armartigen, sehr vorstreckbaren Fusses. Das Thier kann bei diesem Fortschnellen die Schaale beliebig drehen, und vor- rück- und seitwärts hüpfen.

Zwischen den Gräsern schwimmen kleine garneelenartige Krebse, wasserklare *Palaemon*, grüne *Hippolyte* und halb mikroskopische *Mysis* herum. Eine Schamkrabbe (*Calappa*) schleicht auf dem Sandfeld hin und verschleiert sich unter einer leichten Sanddecke, sich seitlich oder rückwärts einschiebend. Aehnliche Gewohnheiten haben die Schwimmkrabben (*Lupea*, *Thalamita*, *Portunus*, *Matuta*). Sie finden sich namentlich auch in der sandig-schlammigen Hafenbucht nahe dem Ufer und verbergen sich unter Steinen und Schlamm. Gewandt im Laufen, Schwimmen, Graben und Klimmen wissen sie auch dadurch dem Verfolger sich noch zu entziehen, dass sie das Wasser durch Aufwühlen des Schlammes trüben und unter dem Schutz dieser Wasserwolken sich verstecken oder davonschwimmen. Die seltene graugrüne *Lupea tranquebarica* ist eine der grössten Krabben dieses Meeres. — Tief im Sande der Grastümpel stecken, den Bart an das darunter liegende Gestein angesetzt, die zerbrechlichen Steckmuscheln (*Pinna*), von denen eine Art (*P. nigrina*) gegen 60 cm lang wird. In ihnen findet man, freilich unter 30 erst bei einer, den berühmten Pinnenwächter (*Pinnotheres*). Beim Ausräumen der Sandtümpel kommen, ausser allerlei Gewürm, eine Menge Plattmuscheln (*Tellina*) und *Lucina* zu Tage, freilich meist nur die leeren Schaalen. Die lebenden finden sich tief unten im kühlen Grunde. Auch lebt hier ausser einer in einer conischen Röhre steckenden, eigenthümlichen Annelide (*Pectinaria*) die seltene Giesskannenmuschel (*Aspergillum*). Ausser den eben und früher genannten, einigen *Venus*muscheln (*Cytherea*), Archenmuscheln (*Arca*) Herzmuscheln (*Cardita*) und ähnlichen findet sich nicht viel von regelmässigen Zweischaalern in diesem Meere.

Auf dem zwischen den Tümpeln vorragenden Klippengestein sitzen in grosser Anzahl die schon genannten Napf- und Käferschnecken und all die Ufermollusken. Hier sonnen und lüften sich, den Grastümpeln entstiegen, die Birnschnecken (*Pirula*), ansehnliche Nabelschnecken (*Natica*), die spitzthurmförmigen Schraubenschnecken (*Terebra*) in zahlreichen Arten und die für eine Schnecke schnellkriechenden Fischreuseschnecken (*Nassa*). Der meisten Spalten und Ritzen haben sich graue, braune und schwarze Schlangensterne (*Ophiocoma erinaceus* und *scolopendrina*) bemächtigt.

Daneben aus engen Löchern sieht der morgensternförmige Eierigel (*Echinometra lucunter*) heraus. Mit freiwillig niedergelegten Stacheln konnte das Thier wohl aus- und einschlüpfen, wie die Schiffe mit niedergelegtem Mastbaum unter einer Brücke durchfahren. Will man es aber mit Gewalt herausziehen, so richtet es seine ziemlich starken Stacheln auf, die Peripherie wird grösser als das Loch, und alle Mühe ist vergeblich. Diese Thiere scheinen sich ihre Löcher auch oft erst selbst im harten Gestein auszugraben.

Wir haben die Uferzone durchschritten und einen äusseren Gürtel gefunden, dem sich nach innen die Unterabtheilung der Seegrastümpel anschloss. Es herrschten hier als Leitarten: *Clibanarius signatus*, *Gelasimus*, *Nerita*, *Litorina*, *Strombus*, *Pirula*. Die zweite Hauptzone beginnt mit einer moosartigen Alge, welche das Gestein überzieht und mit dem Sande, den sie zwischen sich fasst, eine weiche Decke herstellt. Die Tümpel sind tiefer und grösser, mit reinem durchsichtigem, frischem Wasser gefüllt, sie sind brunnenartig geworden.

Charakteristisch ist das Auftreten von *Corallinen* und das erste Erscheinen von Korallen, deren früheste Form die ästigrasige Griffelkoralle (*Stylophora*) ist. Was hier lebt, liebt reines, wenig bewegtes und frisches, nicht zu heisses Wasser. An vielen Orten ist dieser Theil des Riffes etwas höher als die Uferzone und entblösst sich bei jeder Ebbe auf weite Strecken hin fast gänzlich vom Wasser, welches nur in den Brunnen zurückbleibt, während jene wie ein Lagunensee dahinter liegt. Diese Erhöhung rührt wohl daher, dass die am Riffabhang schon gebrochene Brandungswoge ihre letzten Ausläufer bis hierher schickt, und da ihren Sand ablegt. An anderen Orten liegt diese Zone niedriger und erstreckt sich auch bei der Ebbe grossentheils als See bis nahe an das Ufer heran. Meist bleibt aber auch in diesem Fall hinter der Brandung des Abhanges eine höhere Fläche, welche die Ruhe dieser Zone sichert, und trotz des verschiedenen Aussehens zeigen die Moosalge, die Corallinen (Kalkalgen), die Griffelkoralle und die unten zu erwähnenden Formen sofort, wo man sich befindet. Wir nennen diesen Theil der Klippe Stylophorazone. Sie dürfte der ruhigen Lagunenzone hinter den Riffen der Südsee entsprechen.

Die oben genannten Schlangensterne wuchern jetzt noch üppiger, als vorher, aus allen Spalten hervor; auf den trockenen Riffkanten haben sich überall lebende und abgestorbene Lappenmuscheln (*Chama*) eingemauert; ihre unreine, dem Mutterboden gleichende Schaale lässt eher einen zufälligen Steinknoten, als ein geformtes Wesen vermuthen. Der *Clibanarius signatus* weicht einer grüngescheckten Eremitenkrabbe, die von nun an Leitkrebs wird. Die *Neriten* werden ersetzt von der geperlten Pharaonsschnecke (*Monodonta Pharaonis*), der reizendsten dieses Meeres, und von zierlichen Täubchenschnecken (*Columbella*), Napf- und Käferschnecken; die Stachelnussschnecken sitzen auch hier noch allenthalben herum. In flacheren Vertiefungen schauen die schwellenden Tentakel einer ansehnlichen Seeanemone (*Cereus*) hervor. Mehr sieht man gewöhnlich von dieser nicht, die Scheide ist vom umgebenden Sand zusammengedrückt, eckig und geschweift. Sucht man sie zu ergreifen, so zieht sie sich rasch zurück und man findet sie erst wieder in der Tiefe, nachdem man Sand und Steine von der Seite ringsum ausgehoben hat. In vielen kleineren Wasserlöchern ist eine andere schlanke, der *Edwardsia* ähnliche Aktinie (*Heptaktis*) emporgerichtet und bietet ihre Sternkrone dar, sie zieht sich noch tiefer zurück und ist aus dem engen Loch noch schwieriger herauszuwühlen.

Da heben wir einen Stein aus, der lose in einem Brunnen liegt. Wie der über und über durch und durch von Leben strotzt! An seinen Flächen laufen rasch eine Menge der niedlichsten, in allen Farben und Zeichnungen wechselnden Mundschnecken (*Stomatella*) hin; wir haben sie schon an den Steinen der Grastümpel der vorigen Zone bemerken können. Hier sitzen ferner hochfarbige Kreuznacktschnecken (*Doris*) mit ihrem ästig wogenden Afterkiemen, gelbrothe Seitenkiemer (*Pleurobranchus*), kleine fünflappige Scheibensterne (*Asteriscus*), Nadelschnecken (*Cerithium*), Täubchenschnecken (*Columbella*), Thurmschnecken (*Pleurotoma*), ferner sogenannte Uferschnecken (*Eulima*, *Rissoa*), es haben sich kleine Vogelmuscheln (*Avicula*), Taschenmuscheln (*Perna*) und junge Perlenmuscheln (*Meleagrina*), sowie Archenmuscheln (*Arca*)

und Miessmuscheln (*Mytilus*) mit ihrem Byssus festgehängt, und überall sind *Ostrea* an- und aufgewachsen oder aufeinander aufgesetzt.

Und nun das poröse Innere des Steines, den man oft mit der Hand aufbrechen kann! Keine Lücke ist unbenützt. Der ansehnlichste und vorwaltendste Bewohner ist auch hier der mehr genannte Schlangenstern (*Ophiocoma crinaceus*). Zu dieser Art gesellt sich hier nun auch noch eine andere, etwas schlankere, grün gefleckte (*Ophiocoma Valenciae*) und ein sehr kleiner röthlicher Schuppenstern (*Ophiolepis*). Fingerlange grüne oder braunscheckige Heuschreckenkrebse (*Gonodactylus gonagra*) kommen zum Vorschein, ziehen sich wieder zurück und machen sich eilends wieder davon, sobald der Verfolger sie beobachtet.

Hier stecken ferner jene kleinen und mittelgrossen Bogenkrabben, an denen das Rothe Meer so reich ist: die *Zozymus, Actaea, Actaeodes, Pilodius, Actumnus, Chlorodius, Pilumnus* u. a. Die gemeinsten unter ihnen sind die haarigen *Actaea hirsutissima* und *Actaeodes tomentosus*. Regungslose Schwämme, lebhaft gefärbte einfache und zusammengesetzte Seescheiden (Ascidien) und die Zellenkolonien der Moosthiere (Bryozoen) bilden mit Lederalgen und Kalkalgen (Corallinen und Nulliporen) buntfarbige Ueberzüge, Auskleidungen und Aufsätze. Die winzigen muschelartigen oder münzenförmigen Kalkschälchen der zierlichen Wurzelfüsser (Foraminiferen), aus denen auch ein guter Theil des Meersandes besteht, besetzen wie weisse Punkte und Tüpfel die Röhrchen der Röhrenwürmer (*Serpula*) wie Wellenstriche die Flächen des Steines; die Schlangenwindungen der Gehäuse der Wurmschnecken (*Vermetus*) durchflechten nach allen Richtungen den Stock. In den feinsten Lücken und Gängen des Labyrinths haben sich Anneliden, Sipunculiden und Nemertinen eingebettet, sei es, dass sie sich in vorgefundene Gänge einfach verkrochen, sei es, dass sie sich in das Gestein eingegraben haben.

Manche Würmer, wie *Clymene* und *Terebella*, haben ihre Wohnung noch besonders mit Muschelfragmenten, Sandkörnchen, Foraminiferenschälchen umklebt und verlassen sie nie wieder. Andere, die Raubwürmer, benutzen die Löcher bloss als Versteck und ziehen frei zum Raube aus. Ein häufiger ansehnlicher Wurm (*Notopygus*) lässt bei der geringsten Berührung seine seidenartigen Seidenbüschelstacheln fahren. Ein langer runder rosenfarbiger Gliederwurm (*Dasybranchus*) liegt zusammengeknäuelt in dem Gestein und zerstückelt sich fast immer, wenn man ihn zerrt oder auch nur stört, gleich den Schnurwürmern (*Nemertes*).

Die obere Fläche der Brunnensteine ist gemeiniglich mit struppigen Algen überwachsen, und auf diesen bemoosten Häuptern machen sich neben kleinen Amphipoden abenteuerlich behörnte Spitzkrabben bemerklich (*Menaethius, Pisa, Cyclax, Hucnia* u. dergl.). Der unebene oder behaarte Rücken des Panzers und der Füsse ist bei diesen Formen zu einem Saatfeld wuchernder Algenstengel, Gräser, Ulvenblätter geworden, oder, wenn rein und glatt, richtet er sich nach der Färbung der Pflanzen, in welche diese Krabben sich herumtreiben, und variirt auch bei ein und derselben Art vom Dunkelbraunen bis in's Smaragdgrüne. Aus dem zwischen den Algen eingestreuten Sand taucht, kaum als lebendes Wesen erkennbar, eine graue Krabbe auf, *Micippe*.

Ein gewaltiger Steinblock liegt, durch mächtige Sturmfluthen oder Menschenhand von der Region des Korallenabhanges losgelöst und bis in diese ruhigere Zone gewälzt, auf einer leichten Vertiefung des Riffes, deren Kanten ihm nunmehr eine feste Lage sichern. Seine Oberfläche, nur von den Wellen des Hochwassers dann und wann bespült, ragt nackt, grau und trocken über die Fläche des Riffes. An dieser Oberfläche lüften sich kleine *Eulima, Rissoa* und winzige Eremitenkrebse, und klettert die behende kleine Felsenkrabbe (*Nautilograpsus minutus*) herum. Letztere findet sich in grösster Häufigkeit auf dieser ganzen Zone, wo sie trocken gelegt wird, von Loch zu Loch huschend; sie vertritt hier die grösseren *Grapsus* des Ufers. Untersuchen wir die noch unter Wasser stehenden Klüfte und Höhlen des Blocks, so springen erst einige Fischchen heraus, meist *Salarias, Blennius, Gobius, Eleotris,* und hüpfen kleine Krebschen hervor (*Palaemon, Lysmata, Hyppolyte, Athanas*). Die Wände der Klüfte sind behängt mit dem haarigen *Tritonium pileare,* der *Ranella,* der *Haliotis,* kleinen Seegurken *Holothuria, Sporadipus* und *Arca;* auch ist hier die Hauptlese für *Doris.* Austern, Seescheiden und Schwämme bedecken und färben die Wände der Klüfte. Ein Körper nach dem andern lässt sich in's Wasser herabfallen, es sind *Ophiocoma erinaceus,* zu welchen auch schon andere Arten sich gesellen: *Ophiocoma elegans* und *Valenciae,* und ein *Ophiolepis cincta,* ferner der schon genannte *Echinometra* und *Echinus.* Wälzen wir den Block um, so finden wir oft neben vielen der oben genannten Wesen einige gewaltige *Palinurus.* An solchen Steinen versteckt sich auch der braunrothe *Octopus.* Unter dem Felsblock werden wir gewiss auch einige *Cypraea* finden, von der grossen *Cypraea pantherina* bis zu den kleinen *Trivia*arten. Mit ihnen wetteifern an Mannigfaltigkeit, mitunter auch an Schönheit die *Conus,* welche von Linien- bis Spannenlänge vorkommen. Mit einer starken Schaale versehen ertragen diese trägen Thiere die Stösse der Wogen und andere Unbilden. Sie lieben das heisseste Wasser, daher sie sich bei Ebbe wenig verstecken, sondern frei in kleinen flachen Sandvertiefungen fast regungslos liegen.

Schauen wir in einen 2—4 Fuss tiefen Brunen oder Tümpel hinein, so finden wir die gyrösen Ränder desselben mit Algen aller Art bewachsen: mit krustenartig flachen, hohen buschigen, breiig weichen bis knorpelig oder steinern harten, grünen, braunen und röthlichen, moos- und farrenartigen, fruchttragenden oder früchtelosen. Da und dort sprosst eine bald mehr gelbliche, oder braune, bald röthliche Griffelkoralle (*Stylophora*) hervor, häufig noch klein und schmächtig, je weiter nach innen gegen die Brandung zu aber desto kräftigere und breitere Steinbüsche bildend. Zwischen den Brunnenwänden schimmern wundervoll blaue, grüne und bunt braun gefleckte, bis $1\frac{1}{2}$ Spannen lange Ziekzacke und Wellen hervor; sie gehören dem Mantel der grossen, zwischen dem Gestein eingeklemmten, leicht klaffenden Dreispaltmuschel (*Tridacna*) an. Unter den überhängenden Rändern des Brunnens halbversteckt liegen tiefschwarze glänzende Kugeln, von denen spannenlange nadelfeine Lanzen ausstrahlen, und dazwischen leuchten, senkrecht über die Kugelfläche sich hinabziehend, himmelblau schimmernde Linien und Punkte. Oben an einem Pol der Kugel dreht sich eine schwarze Keule mit zinnoberrothem Endsaum herum. Das ist

der Diademseeigel (*Diadema Savignyi*) und die sich drehende Keule sein Mastdarm. Der Boden des Brunnens ist mit kleineren und grösseren losen Steinen, und dazwischen mit Sand gefüllt, und zuweilen treiben auch hier phanerogame Gräser, Algen und Korallen empor. Hier ist der Hauptfundort der Stachelhäuter (Echinodermen). In behaglicher Ruhe liegt hier frei ausgestreckt eine purpurschwarze *Holothuria vagabunda* von einzelnen oder dichter klebenden Sandkörnchen umgeben, in zwei Spannen langen Exemplaren. Eine andere noch grössere *Holothurie* mit grossen gelben Seitenflecken erscheint durch ihre Plasticität monströs, indem sie eine bald wurstförmige bald scheiben- oder leibförmige Gestalt anzunehmen vermag. Alle diese Holothurien sind zum Selbstmord geneigt; sobald sie ihren gewohnten Lebensverhältnissen entrückt werden, stossen sie ihre Eingeweide zum After heraus, zugleich einen widerwärtig ranzigen Geruch verbreitend; andere stossen nur ihre Epidermis ab und gehen dann ebenfalls rasch ihrer Auflösung entgegen. Die schwarzen Arten der Holothurien in ihrer trägen Starrheit verwechselt man leicht mit der hier vorkommenden *Euspongia officinalis*, die alle möglichen Gestalten hat. *Synapta* liegt, bald schlauchförmig vom Wasser anfgebläht da, bald schnürt sie sich von Strecke zu Strecke ein, wie der Dickdarm des Menschen, und kann je nach der Contractur ihre Gestalt von einem armlangen weiten Schlauch zu einem dünnen Faden wechseln; ihre Oberfläche klebt unangenehm mittelst kleiner Kalkankerchen am ergreifenden Finger; auch kann sie sich mit Sand und Schmutz überziehen. In ihrer Gesellschaft finden sich noch allerlei Haut-Stachelstrahler, theils frei liegend, theils in Spalten oder unter Steinen, so *Asteropecten, Cidaris, Clypeaster, Acrocladia mamillata*, der oft abenteuerlich durch Verkümmerung einzelner Arme verunstaltete *Ophidiaster Ehrenbergi*, der prächtig scharlachrothe, wie ein Ordensstern aussehende *Sciaster*. Es erscheinen in den Brunnen auch mehrere der schön gefärbten Korallfische aus der Familie der kammschuppigen Lippfische (Labroidei ctenoidei oder Pomacentriden), besonders junge, schwarz und gelb gebänderte oder graue *Glyphisodon*, und der kleine Goldkolibri unter den Fischen *Glyphisodon anterius* mit schimmernd blauem oder grünem Rückenstreif. Kaum zollgrosse silbrige Fischchen *(Myxus)* treiben sich immer nur an der Oberfläche des Wassers der Brunnen herum und glitzern um die Wette mit den von der Sonne beschienenen Kräuselungen des Wassers.

Die Räume zwischen den Aesten und Zweigen der Griffelkoralle *(Stylophora)* haben sich Meeresgeschöpfe aller Art, besonders aber kleine Krebse und Krabben zum Wohnsitz auserwählt. Ausser vielen der Arten, die wir an den Brunnensteinen sitzen sahen (*Gonodactylus, Alpheus, Actaea, Zozymus, Chlorodius,* ferner *Columbella, Cerithium,* kleinen *Conus, Ascidium,* Schwämmen), lebt hier eine eigenthümliche charakteristische Fauna, die man sonst nirgends wieder findet; sie besteht hauptsächlich aus gewissen Arten der kleinen *Trapezia*, die sich mit ihren Krallen an den rauhen Aesten sehr festzuhalten wissen oder so geschickt daran herumkletten, dass man ihrer nur durch Zerschlagen der Koralle habhaft werden kann. Träge, aber noch fester sich anklammernd, sitzt die Krabbe *Cymo* da. Selten wird man die kleinen Langschwanz-Krebse *Harpilius, Palaemon, Athanas,* fantastisch geputzte *Hippolyte* und namentlich einen hochrothen *Alpheus* vermissen.

Eine kleine *Purpura madreporarum* hat sich eine Schwiele gemacht und sitzt darauf fest angesaugt. Die vielgenannten Schlangensterne (*Ophiocoma erinaceus* und *scolopendrina*) sind hier auffallend selten, statt ihrer haben sich hier der schwarze und gelbe *Ophiocoma elegans* und der grüne *Ophiocoma Valenciae* eingewickelt. Hebt man einen solchen Busch rasch auf und lässt die spröde Masse aufs Trockene fallen und zerschellen, so enthüpfen eine Menge kleiner Fischchen, wie *Eleotris* und *Gobiosoma*, und der für diese Büsche besonders charakteristische *Gobius echinocephalus*. Beim Zerschlagen der Korallenäste zeigt sich in der kalkigen Centralmasse sehr vieler, ja der meisten eine platte Höhlung, welche eine *Lithodomus* so ausfüllt, dass diese nur einen ganz geringen Spielraum hat. Nur eine verhältnissmässig kleine Oeffnung führt von aussen hinein.

Wir treten in einen Bezirk, der sich zur Stylophorazone verhält wie die Seegraszone zur Uferzone, d. h. es ist ein Uebergangsbezirk. Das äussere Aussehen ist wesentlich noch dasselbe, nur ist diese Gegend fast immer vom Meere bedeckt und nur bei den starken Ebben des Nachsommers gangbar. Das Wasser ist bewegter, und wird zur frischen Quelle eines regen Korallenlebens, die Wellen der Brandung stossen noch an, aber ihre Kraft ist bereits am Klippenrand gebrochen. Die Griffelkoralle ist noch immer vorherrschend und gedeiht noch besser, als weiter aussen. Die andern Korallformen bilden meist Ueberzüge, Kugeln und Knollen, welche friesartig den Rand der immer tiefer werdenden Brunnen schmücken, deren Boden auftreiben, und auch der oberen Riffläche hin und wieder entsprossen. Hierher gehören *Heliastraea*, *Solenastraea*, *Leptastraea*, *Porites*, *Favia*, *Maeandrinen*, manche *Millepora*, *Tubipora*. Die übrige Fauna dieses Bezirkes charakterisirt sich in Vermischung der Fauna der vorigen mit der folgenden Brandungszone.

Der Boden ist zum Theil in eine schlüpfrige Algensteppe ververwandelt, und zwischen dem üppigen Pflanzenwuchs bedrohen allenthalben im Gestein eingewachsene Röhren des *Vermetus* den ausgleitenden nackten Fuss. Die Brunnen sind tiefer, schluchtartig geworden, das Auge kann oft den Grund nicht mehr erreichen, die Ränder sind überhängend. Diese Brunnen communiciren vielfach unterirdisch mit einander und mit dem offenen Meere, und dieser Theil der Klippe erweist sich zumeist nur als eine durch Spalten und kraterartige gyröse Löcher gegen die Oberwelt geöffnete Steindecke eines grossartigen Höhlensystems. Die Wogenbewegung des Tiefmeeres setzt sich, wenn auch gebrochen, durch diese Meereshöhlen fort, und bewirkt in den Oeffnungen ein in gemessenen Zwischenräumen wiederkehrendes Steigen und Fallen des Wassers, verbunden mit einem furchtbaren cavernösen Gurgeln und Zischen. Auf dem gangbaren Theil der Brandungszone ist die Kronenkoralle (*Madrepora*) die vorherrschende Koralle geworden, ohne indess die Griffelkoralle ganz verdrängt zu haben.

Der Schlangenstern *Ophiocoma erinaceus* ist jetzt gänzlich verschwunden. Statt seiner finden sich im Gestein eingewickelt der schon genannte *Ophiocoma Valenciae* und andere Schlangensterngeschlechter, wie *Ophiothrix*, *Ophionyx*. Der grüngescheckte Eremitenkrebs wird auch noch angetroffen, nie aber der *Clibanarius signatus*. Dagegen sind jetzt verschiedene Miniaturarten dieses Pagurengeschlechtes

häufig. Eine riesige Art *Pagurus tinctor* findet sich öfters in grossen Schneckengehäusen, wie in *Dolium* und *Tritonium;* aussen auf diesen Gehäusen sitzt fast regelmässig eine *Adamsia* in zuweilen grosser Zahl, und die Zwischenräume derselben sind dann nicht selten von *Capulus* besetzt, so dass sich eine Kolonie verschiedenartiger Wesen gebildet hat. In leichten Vertiefungen und Spalten liegen kleine und grosse Arten der *Conus Ricinula, Fasciolaria, Turbinella, Turbo* und *Trochus*, alles Dickschaler, welche ohne Versteck der Brandung trotzen. Sehr häufig ist hier im Freien eine schöne blaue grosse Bogenkrabbe *Zozymus aeneus*, die sich von der Brandungswoge bespülen lässt. Höhere Felsen, die beim Niedergang der Brandungswelle periodisch an die Luft kommen, sind von einer Unzahl von *Balanus* bedeckt. Unter der Algendecke verbergen sich *Cyclax, Stenocinops, Pseudomicippe*. Ueber Gesteinsritzen dehnen sich riesige Seeanemonen aus, wie *Discosoma giganteum*, und der gesellige *Thalassianthus aster*; sie können nur mit Mühe aus dem Gestein herausgebracht werden.

Die Hauptlese ist auch hier unter Steinen und zwischen den Aesten der Korallen. Freiliegende Steine, die man bloss umzudrehen brauchte, um sie abzulesen, giebt es hier freilich nicht; die Macht der Wogen schleudert solche bald zurück landeinwärts gegen die Stylophorazone oder versenkt sie in die Tiefe der Schluchten. Es liegen zwar eine Menge Steinblöcke, neben aufsprossenden belebten Korallenmassen, wild durch- und übereinander, aber alle sind an den Grund und aneinander angebacken. Die Zusammenbackung ist oft nur erst eine lockere; zwischen Grund und Block bleiben Poren und Lücken, und diese sind es, welche eine Menge von lebenden Wesen versteckt halten, deren zarter Körper die offene Brandung nicht auszuhalten im Stande wäre. Hier ist die Heimath einer Menge von kleinen Rundkrabben und zwar meist anderer Arten und Geschlechter, als die, welche die vorigen Zonen bewohnen. Neue schillernde Anneliden und Garnelengeschlechter kommen zum Vorschein. Zuweilen öffnet man durch Ablösen der Blöcke eine enge Schlucht, dicht beschlagen und bewachsen von Krusten, von Moosthieren, (Bryozoen), von moosartigen Quallenpolypenstämmen (Sertularien), kleinen Polypenkolonien kalkiger (*Coenopsammia Cilicia*) und lederartiger Consistenz (*Zoanthus, Palythoa*) einer kleinen rothen Gorgonie (*Mopsea erythraea*) und gesellig lebenden kleinen Actinien, von Schwämmen, Seescheiden. Ferner haben sich hier *Ostrea, Arca, Spondylus* angesetzt, und *Comatula* geflüchtet.

Die Fauna, die sich in der Griffelkoralle birgt, hat sich wenig verändert, mit ihr kommt die der dickbuschigen Bechersternkoralle (*Pocillopora*) überein. Aehnlich, aber eigenthümlich ist die der Schwammkoralle (*Madrepora*): statt der Trapezkrabbe findet sich hier die ähnliche Gattung *Tetralia*, auch die Garnelenkrebse treten in andern, aber verwandten Gattungen auf. Zwischen den Aesten der weichen *Xenia* wird selten eine kleine *Camptonyx* vermisst. Die Massivkorallen sind wenig zum Verstecken geeignet, nichts destoweniger haben sich mancherlei Geschöpfe von meist abweichenden Formen in ihrem Innern eingenistet. Hierher gehört *Magilus*, die sich besonders *Leptastraea* und *Coeloria* zum Aufenthalt gewählt hat und mit diesen sich schon in dem Uebergangsbezirk findet. Der junge

Magilus liegt, eine grau kupplige Schneckenschaale, wenig tief unter der Oberfläche der Korallenkolonie locker in einer glatten, kuppligen Aushölung, wie die Dattelmuschel in der Griffelkoralle, und diese Höhlung communicirt mit der Oberfläche, wo die Korallensterne sich öffnen, mittelst eines kleinen Loches oder engen Kanals. Die älteren, wie man sie besonders in Mäanderkorallen sieht, liegen tiefer und senden von ihrer Schaale aus eine dicke, mehrfach im dichten Innengewebe der Koralle hin und her gebogene Röhre bis zur Oberfläche hin.

Ein andrer Korallinwohner ist ein Krebs, Namens *Cryptochirus.* Er steckt in einer kurzen, senkrecht von der Oberfläche der Koralle eindringenden cylindrischen von ihm gemachten Röhre, wie *Vermetus.*

Seiner Wohnung ähnlich ist die eines *Serpula,* die sich aber viel tiefer in das Gestein hinein erstreckt und in buschigen und massiven Korallen sich befindet. Ein *Pyrgoma* hat sich mit dem röhrigen Theil seiner Schaale in *Goniastraea* eingebettet, der strahlige Obertheil bildet elliptische Warzen, die den Sternen der Koralle sehr ähnlich sehen.

Durch Mannigfaltigkeit der Arten und Formen, die Zahl der einzelnen Kolonien, zeichnet sich in diesem Bezirk vor allem die grosse Gattung der *Madrepora* aus. Die Stöcke oder Kolonien sind bald rasenförmig, wie ein Grasbüschel, indem wenige verästelte verhältnissmässig niedere Stämme, von einer flachen Grundlage auf- und zum Theil auswärtsstrahlen, oder blatt-, netz- und rasenförmig mit gerundeter oder gyröser Peripherie, indem sich die Aeste und Zweige zu einer vielfach durchbrochenen Fläche vereinen, und endlich höher aufstrebend, busch- und baumartig gestaltet. Von diesen drei Grundformen findet sich die erste vorzugsweise auf der Höhe des Riffes, die Arten der zweiten breiten sich oft auf weite Strecken hin auf dem Abfall aus und bilden tafelartige Vorsprünge und Terrassen, die dritte Form gehört hauptsächlich der Tiefe an. Manche solcher *Madreporen*bäume erreichen eine Höhe von 1 m, einige bilden Büsche, die in grosser Anzahl bei einander sitzen und im Meeresgrund vor dem Korallenabhang oft wie ausgedehnte Wälder oder Steppen erscheinen. In ähnlicher Weise, wie die letzteren, treten die distelartigen Gesträucher der *Seriatopora* mit ihren zarten vielfach durcheinander geschlungenen Stengeln auf.

Die Quader des Klippengebäudes liefern die Massenformen, vor allem die zu ungeheueren bläulichen, braunen oder schwarzen Kugeln, Knollen und Säulen geballten *Porites*, die in gerundeten Wellen die Klippen-Vorsprünge besäumenden *Leptoria, Coeloria.* Felsbildend ist ferner die grosse Zunft der *Asträen*, welche convexe Ausbreitungen oder auch Kugeln und Knollen bilden. Von den grossen *Acanthastraea* und *Prionastraea*, bis zu den zierlichen *Goniastraea* und eigentlichen *Astraea.* Die flachen Krusten *Montipora* schimmern in lichten, gelben und violetten Farben. Die *Echinopora* breitet sich als halbfreie Kruste oder als mehrfach gewundene braune oder gelbe Tafel mit sehr rauher Oberfläche aus, worauf stellenweise die Substanz sich zu Warzen und Säulen erhebt. Ebenso und bankweise tritt die solide *Hydnophora* auf. *Millepora* steigt bald in Form aufrechter, dicker, oben abgestutzter Tafeln und Wände empor, oder sie zieht sich in allerlei Gestalten incrustirend über Wurmröhren, Muschelschalen

u. dgl. herüber, oder sie formt sich, freiliegend, zu vielknotigen Knollen. Einige endlich erheben sich in dünnen, netzförmigen Platten, die leicht zerspringen und oben in noch zerbrechlichere zarte Endästchen auslaufen. Eine der schönsten und ihrer meist pfirsichrothen Farbe wegen sofort auffallende Koralle ist *Pocillopora*, welche mehr an dem oberen Theil des Abhangs meist einzeln in Rasen, doch auch bankweise sprosst. Ausserdem giebt es noch eine Menge Korallformen, die aber ihrer Kleinheit oder Spärlichkeit wegen für die Klippenbildung einen untergeordneten Werth haben, so die Bäumchen der *Coenopsammia*, die nur in der frühesten Jugend angewachsenen, später frei am Boden liegenden *Fungia*, welche bald einen flachen runden Leib bilden (*Fungia patella*), bald sich zu einer langgestreckten Ellipse mit einer Längsfurche verziehen (*Fungia Ehrenbergii, Herpetholitha*). Der Anblick der rosig strahlenden *Galaxea* wird dem Finder immer Freude und Ueberraschung bereiten. In grosser Tiefe wächst *Antipathes*, eine sechsstrahlige Rindenkoralle. Während die Klippe bis an den Rand des Absturzes in der Zone der Brandung so dicht mit Algen bewachsen ist, scheinen die Vegetabilien gegen die Tiefe zu aufzuhören. Statt ihrer wuchern oft in grosser Ausdehnung, die nur unvollkommen verkalkten Lederkorallen oder *Alcyonien*. Soweit Klunzinger.

Wenn man aber glaubte, dass die reiche korallophile Fauna der lebenden Riffe, auch in den Ablagerungen eines fossilen Riffes zu finden sei, so irrt man gewaltig. Wir wollen einmal ganz absehen von den Veränderungen die das Riffgestein durch nachträgliche Diagenese erleidet, Veränderungen, die oftmals alle organischen Spuren vollkommen vernichten. Schon bei dem blossen Absterben eines Riffes beobachten wir nicht nur ein Unkenntlichwerden vieler Korallen, sondern nicht minder eine Zerstörung der korallophilen Fauna. Der weisse grobkörnige Kalksand besteht ja nur aus zerstörten Seeigelkronen, zerbrochenen Muschelschaalen, zerriebenen Schneckengehäusen, zerfallenen Seesternen, zertrümmerten Korallen, kurzum aus den unkenntlich gewordenen Resten einer früher formenreichen Fauna. Damit 1 Kubikmeter Korallensand entsteht, müssen vielleicht 6 Kubikmeter farbenprangende, gestaltungsreiche Thiere zerstört und zu Kalkpulver zerbrochen werden.

Durch welche Kräfte wird denn aber diese Zerkleinerung bewirkt, durch welche Ursachen wird die korallophile Fauna in feinen scharfkantigen Korallensand verwandelt?

Vielfach begegnet man der Ansicht, dass durch die Brandung der Meereswogen alle Muscheln und Panzer kalkschaaliger Thiere zerbrochen und zu Kalksand gemacht würden, aber diese Meinung ist durchaus unrichtig. Wer mit eigenen Augen die Thätigkeit der Brandung studirt hat, der wird wohl gesehen haben, dass Muscheln abgerollt, entkantet und abgerieben werden; aber wenn diese Reste nicht zwischen Geröllen liegen, so wirft sie die Brandung wohl ans Ufer, zerbricht sie aber nicht in kleine Stücke.

Anders ist es an solchen Küsten, wo auf dem muschelreichen Strande grössere Felsblöcke liegen, die von der Brandung hin- und hergewälzt werden. Diese müssen natürlich als Zerkleinerungsmaschine wirken, und alle Muscheln zerbrechen, über die sie hinwegrollen.

An [1]) den westindischen Inseln (z. B. St. Eustatius) ist der muschelreiche Strand mit runden Andesitblöcken bedeckt, die von jeder Welle mit ungeheuerer Gewalt übereinander gerollt werden. In stillen Nächten hört man diese riesige Zerreibungsmaschine stundenweit. Die zermalmende Kraft dieser Blöcke ist sehr gross, und der sehr feine, aber eckige Muschelsand der Küste ist durch sie gebildet worden.

Aber auf der unebenen, von vielen Höhlen und Lücken durchzogenen Oberfläche der meisten Korallenriffe ist erstens die Kraft der Brandung schon an der äussersten Riffkante wesentlich geschwächt, zweitens fehlen in der Regel die Mahlblöcke. Hier sind es Raubkrebse, Raubfische, Holothurien und andere Thiere, welche den Kalksand erzeugen.

Wie es VERILL und SCHMIDTLEIN (S. 526) für die Muschelsande der gemässigten Zone zuerst nachgewiesen haben, nähren sich viele Krebse von kalkschaaligen Thieren und benutzen ihre Scheerenfüsse oder die einschlagbaren Klauenspitzen, um damit Muscheln, Schnecken, Krebse und andere Thiere anzugreifen, ihre Panzer zu zerbrechen, und das darin enthaltene Fleisch zu verzehren. Geradezu staunenswerth ist die Zahl der grossen und kleinen Krebse, die auf und zwischen den Korallen leben. Mag man am Strand Tausende von Einsiedlerkrebsen mit ihrem Schneckenhaus herumwandern sehen, oder viele Hunderte von Krabben beobachten, oder mag man beim Zerschlagen einer *Stylophora* oder *Madrepora* ein paar Dutzend kleiner Krebse herausfallen sehen, oder zwischen den Stöcken des Riffes einen 50 cm langen *Palinurus* bemerken — überall lebt und wimmelt es von Krebsen, die meist ein räuberisches Leben führen. Keine [2]) Thierleiche sinkt am Meeresgrunde nieder, die nicht von allen Seiten sofort Krebse anlockt. Mit bewunderungswürdiger Schnelligkeit zerrupfen sie das Fleisch, zerreissen und zerbrechen die Skelette, und holen mit ihren Kaufüssen aus dem kleinsten Bruchstück noch Fleischreste heraus. Sie [3]) sind die Gesundheitspolizei des Meeres und sorgen dafür, dass sich nirgends verwesende Leichen anhäufen.

Nicht minder eifrig betheiligen sich Fische bei der Erzeugung von zoogenem Kalksand. Grosse [4]) Schaaren zweier *Scarus*, die eine die Brandung ausserhalb des Riffes, die andere die Lagune bewohnend, leben gänzlich vom Abweiden der Korallenstöcke. DARWIN öffnete mehrere dieser Fische, welche sehr zahlreich und von beträchtlicher Grösse sind, und fand ihre Eingeweide durch kleine Stückchen von Korallen und feingemahlener kalkartiger Substanz ausgedehnt.

Wir wissen leider so wenig über die bionomischen Verhältnisse der korallophilen Lebewelt, dass wir nur vermuthen können, wie gross die Zahl anderer Organismen ist, die die Krebse und Fische bei ihrem Zerstörungswerk unterstützen. Von den Bakterien bis zu den Nacktschnecken, von den Anneliden bis zu den Echinodermen finden wir zahlreiche Andeutungen dafür, dass auch sie helfen, einen feinkörnigen

---

1) Nach Dr. MOLENGRAFF 1888, November.
2) J. WALTHER, Abh. d. K. S. Ges. d. Wissensch. Leipzig 1888, S. 478.
3) KELLER, Reisebriefe aus Ostafrika, dem Rothen Meere und Madagascar.
4) DARWIN, Korallenriffe, S. 14.

oder grobkörnigen Kalksand zu liefern, der sich am Anfbau des Riffes betheiligt.

Während der zoogene Kalksand meist hellfarbig, weiss, gelbgrünlich ist, finden wir ihn auf den Riffen der Palkstrasse von grauer bis kaffebrauner Färbung und stark verunreinigt durch terrigenes Malerial zu 5—25 %.

Der zoogene Kalksand wird entweder in die engen Klüfte und Spalten der Korallenäste nnd Stöcke, oder am Grunde der grösseren Lücken abgelagert, die das Riff nach allen Seiten durchziehen. Die allgemeine Anordnung der Korallen auf dem Riffe möchte ich am liebsten mit einem Parke vergleichen. Zwischen blühenden Buschgruppen und buntfarbigen Blumenbeeten verschlingen sich sandbedeckte Wege; bald verschmälern sie sich zwischen hohen Büschen, münden wohl auch in eine schattige Grotte, bald verbreitern sie sich zu kiesbedeckten Plätzen. Genau so verhalten sich die bnnten Korallenkolonien zu den weissen Kalksandgebieten. In den inneren Rifftheilen wandelt man zwischen flachen Korallenbeeten auf den sandbedeckten Wegen umher. Nach der Riffkante zu werden die Korallenbeete zu 2—3 m hohen Gruppen und der Muschelsand nimmt geringen Raum ein.

Es ist nun massgebeud für die Anflagerungsflächen des Muschelsandes ob er am Boden von freien grossen Rifflücken oder zwischen dichten Korallenrasen znr Ablagerung gelangt. Dort unterscheidet er sich in der Anordnung seiner Theilchen nicht von der Struktur irgend eines anderen Sandlagers, d. h. er wird in ebenen Schichten von wechselnder Dicke abgesetzt, je nach dem Wechsel des Materials. Er ist mit Rippelmarken [1]) bedeckt im Gebiet der Wasserbewegung, und zwar liegen die groben Körner auf den Kämmen, der feinere Sand in den Thälern. Oder er ist so mit Rasen von Fadenalgen, oder Seegräsern durchwachsen, dass sich einzeln Rasenpolster über das übrige Niveau des Sandes als Sandbank erheben. Sein Profil wird demgemäss regelmässige, auskeilende, diagonale und selbst unregelmässige Schichtung zeigen.

Anders ist aber die Auflagerung des Kalksandes, wenn sie auf korallenreiche Flächen erfolgt. Je zahlreicher die Korallen werden, desto mehr bestimmen sie den Typus der Auflagerung, desto mehr waltet eine vertikale Gliederung der Kalkmasse vor, d. h. um so mehr zeigt das Sediment die massige, ungeschichtete Struktur. Zwischen der regelmässigen Schichtung zoogener Sandflächen und der ungeschichteten Entwicklnng korallogener Sedimente finden wir nicht nur an den Rändern, sondern anch im ganzen Gebiet des Korallenriffes alle denkbaren Uebergänge.

3. Ehe wir die feinsandigen Korallenschlicke besprechen, müssen wir den phytogenen Kalken auf den Korallenriffen unsere Aufmerksamkeit zuwenden. Algen, und besonders Kalkalgen sind auf allen Riffen weit verbreitet. Am [2]) Rande des Riffes von Keeling Atoll, dicht innerhalb der Linie, wo die obere Fläche der *Porites* und der *Millepora* abgestorben ist, gedeihen drei Arten von *Nullipora* sehr gut. Die eine wächst in dünnen Schichten, wie eine Flechte an alten Bäumen *(Lithophyllum?)*, die zweite in steinigen Knollen, so wie

1) Siau, Neues Jahrb. f. Min. 1841, S. 604.
2) Darwin, Korallenriffe, S. 9.

eines Mannes Finger von einem gemeinsamen Mittelpunkt ausstrahlend, *(Lithothamnium?)*, sie ist steinhart. Eine dritte Art, welche weniger häufig ist *(Corallina?)* besteht aus einem Netzwerk dünner Zweige. Die drei Arten kommen entweder einzeln, oder untereinander gemengt vor; sie bilden durch ihr fortschreitendes Wachsthum eine Schicht bis 1 m Dicke, welche in manchen Fällen ganz hart ist.

Diese Nulliporenbank umsäumt Keeling Atoll in einer 40 m breiten Zone, entweder unter der Form einzelner Vorsprünge, oder noch häufiger als ein zusammenhängender glatter convexer Wall, wie ein künstlicher Wellenbrecher.

Chamisso beschreibt ähnliche Algenlager von den Marshallriffen, Darwin von Tahiti, den Gesellschaftsinseln und Pernambuco. Ortmann[1]) von Upangariff. Ich habe sie im Rothen Meer und im Indischen Ocean auf Korallenriffen in Menge gefunden. Bei Pilaimuddum[2]) fand ich in 2,5 m Tiefe ein ausgedehntes Lager von *Lithothamnium*, deren Knollen meist abgestorbene Korallenäste überrindeten und überwuchsen. Bald waren es glatte Ueberzüge, bald vielästige Kugeln von grüner Farbe.

4. Die Wellen des Meeres wirken natürlich schlämmend auf allen zoogenen und phytogenen Kalksand, und waschen aus demselben beständig den feinkörnigen Korallenschlamm heraus. Das[3]) Wasser an der Aussenseite des Riffes ist besonders nach heftigen Strömungen und Stürmen oft ganz milchig getrübt, und während der gröbere Sand nach dem Ufer zu bewegt wird, kann das feine Korallenmehl mehrere Kilometer mit seewärts geführt werden. Major Hunt betont, dass das „weisse Wasser" ein ausgezeichnetes Erkennungszeichen für die Nähe eines Korallenriffes ist. Nach dem Sturm, wenn das Wasser sich beruhigt, klärt es sich ab und das Korallenmehl sinkt zu Boden.

Der[4]) feine Korallenschlamm wird 12—20 km vom Riff entfernt noch bemerkt. Nach einem längeren Sturm bemerkte Agassiz, dass innerhalb zweier Gezeiten 4—5 cm Korallenschlamm abgesetzt wurde.

Begreiflicher Weise wird dieser Schlamm überall in der Umgebung und auf der Fläche des Riffes abgesetzt, aber er kommt nicht überall auch zu Ruhe. Nur in tiefen Spalten und Höhlungen in der Lagune, sowie am Riffabhang unterhalb der bewegten Wasserzone kann er sich anhäufen.

Der Korallenschlamm[5]) scheint das häufigste Sediment in den Atolllagunen zu sein. Im Hafen von Tongatabu ist er bläulich, thonig, auf den Malediven, Keeling Atoll, Marshallinseln und Bermudas ist es Sand und weicher Thon. Auf Keeling Atoll besteht die Hälfte der Lagunenfläche aus Korallen, die andere Hälfte aus Schlamm; so lange das Sediment nass war, erschien es kalkig, nach dem Trocknen aber sandig. Grosse weisse Bänke von sandigem Schlamm kommen an der Südostküste der Lagune vor und bieten eine dicke Vegetation von

1) Ortmann, Zoolog. Jahrbücher, VI, 634.
2) J. Walther, Petermanns Erg.-Heft No. 102, S. 19.
3) Dana, Corals and Coral Islands 1872, S. 142.
4) Agassiz, Three Cruises of the Blake, I, S. 84.
5) Dana, Coral Islands, S. 183.
Darwin, Korallenriffe, S. 13.
Challenger, Narrative, I, S. 138.

Seegras den darauf weidenden Schildkröten dar. Der Schlamm war durch humose Beimengungen missfarbig, löste sich aber in Säuren ganz auf. Der Lagunenschlamm der Bermudas wurde von erfahrenen Geologen für Schreibkreide gehalten. Auf den Marschallinseln fand CHAMISSO in den Lagunen grosse Flächen von Kalkschlamm; auf den Malediven fand MORESBY derben Thon aus Kalkschlamm entstanden. Auf Enderbury war der Lagunenschlamm so zähe, dass der Fuss 30 bis 40 cm tief einsank, und nur sehr schwer wieder herausgezogen werden konnte. Nach den Berichten des Challenger ist der Korallenschlamm meist so zähe, dass nur selten der Schiffsanker darin schleppt.

Zwischen[1]) dem Muschelsand, welcher die Lücken zwischen den wachsenden Korallenstöcken ausfüllt und den Sedimenten, welche die umgebende Tiefsee als Pteropodenschlick oder Globigerinenschlick bedecken, findet sich als Uebergangszone ein feiner Kalkschlamm, welcher die Abhänge der Riffböschungen bedeckt. Dieser sogenannte Korallenschlamm findet sich von 250 bis 3327 m. Der nach der Tiefe zu fast gleichbleibende Kalkgehalt beträgt 77 bis 90 %. Der Lösungsrückstand ist eine braune oder rothe thonige Substanz, in welcher stets Spongiennadeln, ebenso Diatomeen und Radiolarien enthalten sind.

An[2]) der Küste von Brasilien, in der Nähe der dortigen Korallenriffe, fand ROUSIN in der Nähe des Landes kieseligen Sand mit vielen Kalkstückchen. Weiter ins offene Meer hinaus wird auf eine Strecke von 2500 km der Küste entlang von den Abrolhos bis Maranhan der Boden des Meeres an vielen Stellen von weissem Korallenschlamm bedeckt.

In der Umgebung des Bermudas fand man:

Tiefe in m:	Kalkgehalt in %:
18 m	93 %
1736 m	89 „
3328 m	82 „
4114 m	70 „
4526 m	54 „
4754 m	29 „
4938 m	22 „
5228 m	18 „
5412 m	3 „

Also eine ganz ununterbrochene Abnahme des Kalkes mit zunehmender Tiefe. Wenn wir bedenken, dass dieser Korallenschlamm unter sehr beträchtlichem Böschungswinkel abgelagert wird, so können wir begreifen, dass auf dem Durchschnitt eines fossilen Korallenriffes, dessen Flanken von Schichten gebildet werden, die ursprünglich 20 bis 40° nach unten geneigt sind.

5. Während so durch die Wasserbewegung alle feineren Bestandtheile des Korallensandes der Lagune, den Riffhöhlen und dem tieferen Meere am Abhang des Riffes zugeführt werden, ergreift der Wind die gröberen, bei Ebbe trocken liegenden Kalkkörner und häuft sie zu

1) CHALLENGER, Deep Sea Deposits, S. 244 f.
2) DARWIN, Korallenriffe, S. 27, Anmerkung.

Kalkdünen an, die auf den meisten Korallenriffen eine grosse Verbreitung[1]) und grosse Mächtigkeit erreichen. Auf Keeling Atoll sind 10 m hohe Hügel aus Sand zusammengeweht.

Auf Hawai ist die vollkommene Abwesenheit selbst von fragmentarischen Muscheln, Schaalen oder Korallen in den 6—8° geböschten Sandhügeln eine der auffallendsten Thatsachen. Dieses ganz fossilleere Material entsteht aus Muscheln, Conchilien und Korallentrümmern, die durch Wellen und Wind und gegenseitige Abreibung zu einem feinen Strandsande werden. Auf Anegada (Westindien) findet man 12 m hohe Sanddünen in drei Reihen hintereinander.

An Elbow Bay auf den Bermudas ist eine Hütte bis auf den Schornstein in wandernden Kalksand eingegraben. Die äolisch aufgeschütteten Kalksteine erreichen hier eine Mächtigkeit von 80 m.

Alafu besteht aus Sand und Korallentrümmern, die von den Wellen aufgeschüttet sind, ohne eine Spur von erdigen Stoffen.

Eine Reihe sandiger Dämme, 3—15 m breit, war erst im Jahre 1870 bei einem Sturme heraufgespült worden. Die Insel Peru unter 1° S. Br. und 176° L. ist kein eigentliches Atoll, sondern eine 6 km lange und 1—2 km breite Insel mit einigen seichten Lagunen, die zum Theil sehr klein, vom Lande ganz umschlossen und zur Ebbezeit trocken, zum Theil grösser und nach dem Meere zu geöffnet sind. Die Insel besteht aus Reihen von Sandrücken, die aus Kalk und Muscheltrümmern zusammengesetzt sind. Diese Rücken sind meist 10—15 m breit und die Senkungen zwischen ihnen 1—2 m tief. Sie laufen an dem einen Ende der Insel querüber, in der Mitte parallel mit dem Ufer, und sind so regelmässig, dass sie den Eindruck eines künstlichen Ursprungs machen. Wahrscheinlich ist jeder Rücken das Werk eines einzigen Sturmes.

Die äolischen Kalkdünen der Bermudas[2]) sind durch Steinbrüche gut aufgeschlossen und zeigen Diagonalschichtung von 28—32° wechsellagernd mit horizontalen Kalkschichten. Bei Elbow Bay bildet der wandernde Kalksand eine 8 m dicke Masse, die wie ein Gletscher das Thal erfüllt.

Als Seltenheit findet man in dem fossilen Riff der Insel Ramesveram eine Kalkbank, welche viele wohlerhaltene Landschnecken enthält. Wahrscheinlich sind sie durch starke Regengüsse auf das Riff geschwemmt worden und gelangten so zwischen die marinen Kalke.

6. Den bisher besprochenen organischen Kalksedimenten der Korallenriffe stehen die terrigenen Sande ziemlich fremdartig gegenüber. Da sie immer von anstehenden denudirten Felsen abstammen, so sind sie an die Koralleninseln in der Nähe des Festlandes gebunden. Während auf den Küsten der meisten, vom Challenger[3]) besuchten Koralleninseln nur Kalksand zu sehen war, machte der Quarzsand von Somerset einen überraschenden Eindruck. Die Saumriffe des Rothen Meeres zeigen

---

1) Darwin, Korallenriffe, S. 11.
Dana, Coral Islands 1872, S. 156.
Challenger, Narrative, I, S. 143.
Rice, Bull U. S. N. Mus. 1884, No. 25.
Petermanns Mitth., Whitmee, Bd. XVII, S. 201.
2) W. Thomson, The Atlantic, I, S. 308.
3) Challenger, Narrative, II, S. 540.

häufig terrigene Sandgebiete innerhalb der kalkigen Sedimente des Riffes. Hier erklärt die Nähe der Wüste mit ihren Sandstürmen das Auftreten derselben genügend. Am Ufer der Insel Ramesveram in der Palkstrasse sehen wir, eingeschaltet zwischen die fossilen Riffe des Strandes und die lebenden Riffe des Seichtwassers, ausgedehnte Flächen durch Mineralsand bedeckt. Neben und über weissgelbem Quarzsand liegen dünne Schichten von schwarzem Magneteisensand, rothem Granatsand, und denselben Elementen begegnen wir wieder in den unreinen Kalksanden, welche die Lücken auf dem lebenden Riff von Shingle Island und Currysuddy erfüllen.

Auch die lateritisch rothgefärbten Teraisande Südindiens finden sich auf der Koralleninsel Ramesveram.

Sehr selten treiben grösserer Steine auch auf Korallenriffen an. Ross[1]) fand mitten in dem Kalk eines kleinen Atolls nördlich von Keelinginsel ein kopfgrosses Stück Grünstein. Chamisso berichtet, dass die Bewohner des Radakarchipels die Steine zum Schärfen ihrer Instrumente dadurch erhalten, dass sie die Wurzel angetriebener Bäume untersuchen. Es sind dort Gesetze erlassen, wonach solche Steine dem Häuptling gehören.

7. Sehr häufig werden Bimsteine am Ufer von Koralleninseln ausgeworfen. Die Novaraexpedition[2]) fand auf dem Sikayanaatoll wallnussgrosse Bimtseingerölle hoch über dem Hochwasser; auch Jukes hat bei der Torresstrasse Bimsteinlager 3 m über dem Hochwasser in grosser Verbreitung gefunden. Diese Bimmsteine stammen entweder aus dem Inneren des Festlandes und werden, wie bei Arequipa[3]), durch Flüsse massenhaft dem Meere zugeflösst, oder aber sie wurden bei dem Ausbruch vulkanischer Inseln ins Meer geworfen und erreichten schwimmend nach langer Wanderschaft eine einsame Koralleninsel. Durch die Beobachtungen von Guppy[4]) und Murray wurde nun nachgewiesen, dass die Bimsteine unter dem Einfluss des Tropenklimas zu einem rothen Thon oder Sand (Laterit) zersetzt werden, der als „Terra rossa" ein charakteristisches Sediment des Korallenriffes ist. Man hat früher vielfach angenommen, dass die Terra rossa ein Lösungsrückstand von Korallenkalk sei; alle diese und ähnliche Spekulationen beruhen aber auf einem grossen Missverständniss der einschlägigen Umstände, wie wir Seite 562 auseinandergesetzt haben.

Die Terra rossa ist auch auf den Bermudas weitverbreitet, und kommt dort[5]) sogar 15 m unter Wasser mitten zwischen äolischen Kalksteinen vor.

8. Die verwitterten Bimsteine bilden häufig den Kulturboden für die Ansiedelung von Palmen, Mangroven und anderen litoralen Gewächsen, und wenn erst einmal eine dichte Pflanzendecke das Atoll oder die einsame Koralleninsel überzieht, dann wird leicht dass dort gebildete Kalksediment durch beigemengte Pflanzenreste humus-

1) Darwin, Reise eines Naturforschers, S. 532.
2) Novara Expedition, II, S. 438.
Vergl. Darwin, Reise eines Naturforschers, S. 71.
3) Agassiz, Blake, I, S. 267.
4) Guppy, The Solomon Islands, S. 137.
5) Wallace, Island life, S. 256.

reich und schwarzgefärbt. Die[1]) Insel Batag besteht aus Korallenkalk, welcher von einer sehr wechselnden Humusschicht, oder direkt von Korallensand bedeckt war. Der Boden von Christmasinsel[2]) ist an einigen Orten locker und schwarz. Es ist offenbar, dass seine Bestandtheile verfaulte Pflanzen, Vogelkoth und Sand sind. An einigen Stellen zeigen sich Korallen- und Muschelbänke, welche dem Strande parallel bis 2 km vom Meere in gerader Linie dahinziehen, und wie ein Ackerfeld von Furchen durchschnitten werden.

Durch ausgeworfene Seetange können sich den kalkigen Strandsedimenten der Korallenriffe ebenfalls vegetabilische Reste beimischen und zur Verfärbung der Kalksteine Anlass geben.

9. Viele einsame Koralleninseln in relativ regenarmen Gebieten werden bedeckt von Lagern von Vogelmist, die als Guano seit dem Jahre 1855 eine grosse ökonomische Bedeutung gewonnen haben. Die Bakerinsel ist von einem 100 m breiten Riff umgeben, und zeigt ein Guano-Lager von 18 cm—1 m Dicke auf Korallenkalk. Auf Howlandinsel liegt 18 cm—1,3 m Guano auf Korallenfelsen. Auf Jarvisinsel liegt der Lagunenboden 2 m über dem Meeresspiegel, und besteht aus Korallenkalk, darauf liegt Korallensand, dann folgen 60 cm Gyps, und darüber der Guano. Dieselbe Combination von Gyps und Guano findet sich auch auf Mckean-, Phoenix-, Malden- und Heroinsel.

Die Diagenese der Korallenriffe wurde früher schon eingehend geschildert. Wie wir S. 707 zeigten, ist die Umwandlung des Kalkes in Dolomit eine ganz charakteristische Erscheinung auf Korallenkalken.

Seltener ist die Verwandlung des kohlensauren in phosphorsauren Kalk unter dem diagenetischen Einfluss von Guanomassen, die S. 709 beschrieben wurde.

Vereinzelt sind die Berichte über die Vergypsung von Korallenkalk (s. S. 708) und die sekundäre Bildung von Schwefel. Auch Verkieselung scheint vorzukommen.

Das wesentliche Sediment der Korallenarchipele ist der ungeschichtete, oft von ursprünglichen Höhlen durchzogene Kalk, oder Dolomit. An seinen Flanken finden wir einen raschen Faciswechsel, vermittelt durch Uebergussschichtung. Im Litoral der Riffe bilden sich mächtige fossilleere Dünenkalke mit Diagonalschichtung, in der Lagune von Atollen wird ein feinschlammiger Kalk in dünnen horizontalen Schichten abgesetzt, und selbst mitten in den ungeschichteten Korallenkalken begegnen wir Nestern und Einlagerungen organischer Kalksande, die sich durch regelmässige Schichtung auszeichnen. Homologe Sedimente sind humose Kalke, Guano, vereinzelte terrigene Ablagerungen, und die zu Terra rossa verwitterten Bimsteine.

1) Semper, Die Palauinseln, 1873, S. 16.
2) Petermanns Mitth., Bd. V, S. 175.
3) Hague, Am. Journal 1862, Sept. Ref. Petermanns Mitth. 1863, S. 81.
Z. Allg. Erdkunde. Berlin 1865, S. 157.
Francis, Neues Jahrb. für Min. 1844, S. 838.

25. Die Vulkaninseln.

Die vulkanischen Ablagerungen, welche sich im Meere bilden und zur Entstehung vulkanischer Inseln und Archipele Anlass geben, stimmen zwar in vielen Punkten mit den festländischen Vulkanen überein, beide erheben sich als steile Kegel, beide sind vornehmlich aus Lava und Tuffen zusammengesetzt — aber sehr wesentliche Unterschiede zeigen sie in der Anordnung ihrer Baumaterialien und in der Betheiligung homologer, nicht vulkanischer Sedimente. Auf vulkanischen Inseln sind die Ablagerung der Tuffe und Laven, die Denudation der gebildeten Gesteine und das Auftreten von dünnen und mächtigen Kalkablagerungen im Verband der vulkanischen Gesteine bestimmende Charaktere, welche es leicht gestatten, diesen marinen vulkanischen Faciesbezirk von festländischen Vulkanen zu unterscheiden. Zweifel über die Zugehörigkeit zu dem einen oder anderen Bezirk kann nur dann laut werden, wenn ein festländischer Vulkan an der Küste steht, und mit dieser einen Seite seines Fusses den marinen Bedingungen unterworfen ist.

Während man bei festländischen Vulkanen nie hätte in Zweifel sein dürfen, ob sie durch Hebung oder Aufschüttung entstanden, lässt es sich wohl verstehen, dass man die Bildung einer vulkanischen Untiefe auf Grund der beobachteten Reliefveränderungen für eine Aufwölbung und „Hebung“ des Meeresbodens erklärte.

Im Jahre 1740 veröffentlichte Lazzaro Moro [1]) einen „historischen Bericht von der neuen Insel, welche im griechischen Meere oder dem Archipelagus im 1707. Jahre neuentstanden ist. Am 23. März sah man in dem Meerbusen der Insel Santorini, welche zwischen den beyden Inseln Braciane, sonst die kleine und grosse Cameni genannt, inne gelegen ist, etwas von weitem als einen schwimmenden Fels, und hielt es für Trümmer von einem verunglückten Schiffe. Einige Bootsleute machten sich dahin, das vermeynte Schiff näher zu sehen; sie erstaunten aber, da sie fanden, dass ein Felsen aus dem Grunde des Meeres hervorzusteigen anfing. Folgenden Tag wurden viele andere Leute über eine so seltsame Begebenheit neugierig und wollten sehen,

1) Lazzaro Moro, Neue Untersuchungen der Veränderungen des Erdbodens, nach Anleitung der Spuren von Meerthieren und Meergewächsen, die auf Bergen und in trockener Erde gefunden werden. Leipzig 1751. Uebersetzt S. 231.

was es wäre, weil sie den Schiffern nicht glaubten: so bald sie aber dahin kamen, fanden sie es mehr, als zu gewiss. Die Begierigsten wollten aussteigen, der Felsen aber bewegte sich noch und ging zusehends in die Höhe; brachte auch unterschiedene Sachen hervor, die zum Essen dienten, u. a. ausserordentlich grosse Austern von auserlesenem Geschmack; desgleichen erschien ein Stein, den sie für Zwieback ansehen konnten, es war aber ein sehr feiner oder dünner Bimstein".

Auf diesem, für die Geschichte der Geologie überaus wichtigen und verhängnissvollen Bericht, fusst die Lehre von der „vulkanischen Hebung", welche über 100 Jahre lang geglaubt und vielen geologischen Betrachtungen als Axiom zu Grunde gelegt worden ist.

Heute ist es wohl allgemein anerkannt, dass vulkanische Inseln ebenso wie festländische Vulkane, nicht durch Auftreibung und Hebung des Bodens, sondern durch Aufschüttung von Tuffen und durch das Hervorquellen von Laven entstehen. Und wenn trotzdem die Worte „Hebung und Vulkanismus" vielfach in einer engen Ideenverbindung gebraucht werden, so sieht man daraus nur die nachhaltige Wirkung veralteter und längst widerlegter Hypothesen.

Vulkanische Inseln entstehen also im Princip ganz genau wie festländische Vulkane, ihre wesentlichen Baumaterialien sind Laven und Tuffe, nur die Auflagerung beider Elemente geschieht unter Wasser anders als auf dem Festland.

Die Lava tritt bei festländischen Vulkanen in der typischen Form langer, schmaler Ströme auf, welche häufig in ihrem Innern grosse Höhlen zeigen. Vergleicht man aber damit die Form und Bildungsweise submariner Vulkane, die Entstehung von Neakaymeni, von Isola di Ferdinando (Isola Corrao), so scheint es, dass die submarinen Laven sich häufiger als Quellkuppen, denn als Ströme ablagern. Das langsame Emporsteigen einer dampfenden, mit grossen Blöcken bedeckten Lavamasse, deutet wenigstens ebenso sehr darauf hin, wie die Form der Untiefen, welche nach Abschluss der Eruption übrigbleiben.

Die Stelle, wo im Jahre 1831 die Insel Ferdinando entstanden war, ist im Laufe der folgenden Jahre immer mehr abradirt[1]) worden.

1832 war die Untiefe 4,5 m tief
1837 „ „ „ 16 m „
1841 „ „ „ 18 m „
1851 „ „ „ 30 m „
1870 „ „ „ 33 m „
1885 „ „ „ 44 m „

Schon[2]) 1833 war jede Andeutung eines Kraters verschwunden. Ueber die Bildung einer anderen Vulkaninsel berichtet THAYER[3]):

Am 6. September 1875 erblickte man 30° 14' S. Br. 178° 55' Oestl. L. Gr. eine kleine unbewachsene Insel aus der dichter Rauch aufstieg, wenige Fuss über dem Meere erhaben. Sie bildete einen breiten Ring mit einem kleinen Teich in der Mitte, der durch einen

1) Rep. Admirality Surv. 1885. Ref. in Petermanns Mitth. XXXII, S. 349.
2) Ref. Neues Jahrb. für Min. 1835, S. 710.
3) Das. 1839, S. 219.

Kanal mit dem Meere verbunden war. Der Teich, aus Seewasser bestehend, hatte 20° C., der Rauch kam aus mehreren Spalten des Ringes, der sehr heiss war, und nach aussen steil zur Tiefe abfiel. Das Meerwasser war noch in 8 km Entfernung 5—8° C. höher warm als in der weiten Umgebung.

Den [1]) Eruptionserscheinungen auf Santorin im Jahre 1866 ging eine langsame Senkung des Terrains, die bis 2,5 m betrug, voraus. Nachdem das Meer kräuselnde Wellen gezeigt hatte, erhob sich am 1. Februar die schwarze Lavamasse über das Meer. Die See war ringsum stark erhitzt und das Wasser floss vom Wärmequell ab. Die aus schwarzen Lavablöcken bestehende neue Insel Georg nahm unregelmässig an Umfang und Höhe zu, und vereinigte sich nach wenigen Tagen mit der Insel Neakaimeni. Am 15. Februar erschien die neue Insel Aphroessa. Ihre Oberfläche war nicht mit Meeresthieren bedeckt. Langsam quoll die Lava von unten nach, und entsandte hohe Dampfwolken.

Der Georg war Ende März eine 500 m lange, steil vom Meere ansteigende, oben schildartig gewölbte Lavamasse, bestehend aus einem Haufwerk rauher, oft schneidend scharfer Felsblöcke von verschiedenster Grösse und bald dichter, halbglasiger, seltener aber schlackiger Struktur. Manche dieser Blöcke lagen so lose, dass schon ein Druck mit der Hand hinreichte, um Massen von mehreren Kubikmeter Inhalt umzustossen. Eine regelmässige Anordnung war nirgends zu erkennen, auch fehlte eine Krateröffnung und nur ein 7 m breiter Schlund war vorhanden. Während in dem mittleren Theil der Insel die Lava ruhig lag, hörte man am Rande des Georg ein eigenthümliches unterirdisches Knacken, begleitet von dem Klirren, der in die neugebildeten Spalten hineinfallenden glasigen Lavatrümmer.

Der culminirende Punkt des Georg verschob im Laufe der folgenden Wochen mehrmals seine Lage, während die Gesammtmasse stabil blieb.

Die ganze Masse des Georg und der Aphroessa war ein im Innern noch zähflüssiger Lavaguss, Nachts leuchtete aus allen Spalten die heisse Innenmasse hervor. Wie aus einem Riesenmeiler brachen überall die Fumarolen hervor.

In einem Abstand von 50 m war das Meer 40° C. warm, kältere Stellen waren unmittelbar daneben. Ein Streifen gelbrothen Wassers zog sich weit ins Meer hinaus.

Während der zweiten Hälfte des Februars warf der Georg bis in eine Entfernung von 1 km $^1/_2$—6 kbm grosse Bomben aus. Um einen lokeren porösen Kern schlingt sich eine dichte Obsidianrinde, welche durch polygonale Sprünge getheilt wird. Gegen Stösse waren diese Bomben so empfindlich, dass die meisten bei geringer Erschütterung zersprangen.

Der nur 8° geneigte Meeresboden beim Georg, bewirkte sofort Strömungen des Magma und deshalb trat hier die Lava früh über das Meer herauf, während die Aphroessa auf einer 25° geneigten Fläche entstand, weshalb erst der Meeresboden beträchtlich erhöht werden musste, ehe sich die Lava über den Meeresspiegel erhob. Das Profil der Aphroessa bietet selbst Böschungen von 28°.

---

1) K. v. Seebach, Abh. k. Ges. der Wissensch. Göttingen 1867.

Nach v. SEEBACH ist das Fehlen bandförmiger Lavaströme auf die Zähflüssigkeit der Lava allein zurückzuführen, unseres Erachtens spielt aber der abkühlende Einfluss des umgebenden Wassers auch hierbei eine Rolle.

Mit vulkanischen Vorgängen hängt die merkwürdige Exhalation[1]) von Schwefelwasserstoff 1882 bei Missolunghi zusammen, welche das Sterben unzähliger Fische in der dortigen Meeresbucht veranlasste.

Nach den vorliegenden Beobachtungen scheint Lava unter Wasser mehr in kompakten Quellkuppen und grossen Strömen, als in schmalen Lavabächen abgelagert zu werden. Sobald aber erst die vulkanische Untiefe als Insel aus dem Meere heraustritt, so unterscheidet sich die Form ihrer später gebildeten Lavamasse in nichts, von den Lavaströmen festländischer Vulkane. Während die festländischen Tuffe, wie wir es mehrfach (S. 687, 820.) geschildert haben, in der Luft nach der Schwere gesondert werden, und demnach als wohlgeschichtete Ablagerung zu Boden fallen, deren Schichten ursprünglich bis zu 45° geneigt sein können, erfolgt unter Wasser auch die Ablagerung der Tuffe in etwas anderer Weise:

Alle, aus der Eruptivspalte heraustretenden Bomben, Sande und Aschen, werden in ihrer Aufwärtsbewegung durch das schwere Wasser gehindert. Statt der lockern Trockentuffe bildet sich ein schlammiges Gemisch von Asche, Steinen und Seewasser, und dieser dicke Schlamm wird lange Zeit durch die ausströmenden Dämpfe in wallender, kochender Bewegung erhalten. Grobe und feine Bestandtheile werden regellos durcheinander gemischt, schlierenartig vertheilen sich die Schlammmassen, und wenn die Eruption zu Ende ist, dann sinkt über dem Eruptivschlot die ganze breiige Masse als ungeschichteter Tuff zu Boden, während in angemessener Entfernung von dem dampfenden und brodelnden Eruptivkanal, die sortirende Thätigkeit des bewegten Seewassers immer deutlicher geschichtete Tuffablagerungen erzeugt. Diese letzteren Tuffe dürften ziemlich regelmässig geschichtet in horizontalen Bänken abgelagert werden.

Obwohl die soeben betrachteten Erscheinungen weniger direkt beobachtet, als aus anderen Phänomen erschlossen wurden, so schien es doch wichtig, die Aufmerksamkeit der Fachgenossen auf diese Probleme hinzulenken.

Die Oberflächenformen vulkanischer Inseln stellen aber nicht allein Auflagerungsflächen dar, sondern wir treffen mit diesen vergesellschaftet ausgedehnte Denudationsflächen. Schon während der Ablagerung der genannten Tuffschlamme, arbeitet die Abrasion an ihrer Zerstörung, und je älter eine vulkanische Insel ist, desto überwiegender wird ihre Oberfläche durch Denudationsflächen gebildet werden. Und so müssen wir bei Betrachtung der äusseren Form vulkanischer Inseln und ihrer oft sehr merkwürdigen Böschungen immer daran denken, dass sie unter dem Einfluss der Abrasion entstanden sind und diesem Einfluss beständig unterworfen bleiben.

Nachdem BUCHANAN[2]) eingehend den Abfall der Canarischen

---

1) VOM RATH, Neues Jahrb. für Min. 1882, I, S. 235.

2) BUCHANAN, Scott. Geogr. Mag. 1887, III, S. 217. Ref. Petermanns Mitth. XXXIII, S. 81.

Inseln untersucht hat, stellt Dietrich[1]) eine grosse Zahl derartiger Winkelmessungen zusammen, denen ich folgendes entnehme:

Es finden sich bei St. Helena Böschungen von $38\frac{1}{2}$° und 41°, bei Tristan d'Acunha von 33° 23' und bei St. Paul von $28\frac{1}{2}$°, 31° 22', 56° und selbst 62°. Indessen beginnt ein derartig steiler Absturz meist nicht unmittelbar an der Küste, vielmehr erst in einiger Entfernung von derselben jenseits einer flachen abgedachten Litoralzone, so bei St. Helena an der Nordwestküste erst bei 73 und 91 m, an der Südküste bei 110 m Tiefe, bei Ascension in ungefähr gleicher Tiefe (73 und 183 m); bei St. Paul, für welches 3 Lothungsreihen nur die Gesammtböschung angeben, stürzt an der Nordwestküste der unterseeische Sockel an der Küste unter 62° ab. Bereits in der Tiefe von 70 m aber wird die Böschung beträchtlich flacher, es folgt eine sanft abgedachte Terrasse, an die sich erst bei 90 m Tiefe wieder ein steilerer Absturz anschliesst. Eine ähnliche submarine Terrasse scheint auch Fernando Noronha zu besitzen. Der Peak der Insel senkt sich zur Küste unter 70°, unter dem Meeresniveau aber ist die Neigung bis zur Tiefe von 55 m nur eine geringe (1° 1'—2° 30'). Vermuthlich tritt auch hier der eigentliche Steilabfall erst in grösserer Tiefe ein. Tristan d'Acunha senkt sich unter einem Böschungswinkel von $10\frac{1}{2}$°—11° nach Ost, unter einem solchen von $33\frac{1}{2}$° nach NNO und von 23° nach S. Auch hier lassen die beiden letzten Lothungsreihen wieder erkennen, dass der eigentliche Steilabfall nicht sofort an der Küste, sondern erst in grösserer Tiefe bei 46 m resp. bei 165 m beginnt.

Aehnliche Steilabfälle, die den bisher geschilderten kaum nachstehen, treffen wir bei den „vulkanischen Inseln des Guinea-Golfes" an. Die geringste vorkommende Böschung beträgt noch über 5°, während die beiden steilsten 30° überschreiten, nämlich

San Thomé N 32° 22'
J. do Principe SO 31° 37'.

Die hier vorhandenen Steilabfälle reichen bis zu bedeutenden Tiefen hinab, nämlich

32° bis 837 m und $19\frac{1}{2}$° bis 1400 m Tiefe
$20\frac{1}{4}$° „ 950 „ „ 22° „ 1750 „ und
15° „ 2530 „ Tiefe
13° „ 1700 „
$29\frac{1}{4}$° „ 1000 „ „ 15° „ 1600 „ „
$26\frac{1}{4}$° „ 1025 „ „ 14° „ 1600 „ „

Bedeutend sanfter ist dagegen der Abfall des unterseeischen Sockels der Azoren, bei denen die Anfangsböschung bis zur Tiefe von 183 m zwischen $3\frac{1}{2}$° und $10\frac{1}{2}$° schwankt. Die beiden Lothungsreihen, die einen Einblick in die weitere Abdachung des unterseeischen Sockels gewähren, lassen erkennen, dass diese verhältnissmässig nicht bedeutende Anfangsböschung sehr bald sich noch mehr verflacht (2° 51'—2° 6').

3) Dietrich, Unters. über die Böschungsverh. der Sockel oceanischer Inseln. Diss. Greifswald 1892.

Unter noch geringeren Böschungswinkeln steigt der unterseeische Sockel von Jan Mayen aus der Tiefe auf. Der steilste Abfall findet sich an der Ostküste und beträgt zwischen 620 und 1940 m Tiefe $6^3/_4{}^0$, zwischen 1940 m und 2330 m Tiefe 4^0. Nach Westen und Südwesten hin sind die Böschungen wesentlich sanfter; sie betragen in NO $5^1/_4{}^0$, in N 4^0, in NW $3^1/_2{}^0$ und in S nur noch 1^0. v. Boguslawski berechnet den steilsten Abfall von Jan Mayen auf 8^0, nach einer Notiz im „Geographischen Jahrbuch"[1]) jedoch soll der Abfall nach N 45^0, nach S 7^0 betragen. Diese letztere Angabe beruht jedenfalls auf Irrthum, denn weder die Lothungen des Vöringen, nach denen die angegebenen Böschungen berechnet sind, noch die in den Seekarten des Hydrographischen Amtes verzeichneten Tiefen machen einen solchen Steilabfall dort ersichtlich.

Von den vulkanischen Inseln des Mittelmeeres zeigen namentlich die Sockel der Liparen steile, denen ihrer subaerischen Erhebungen kaum nachstehende Böschungen. Bei Salina findet sich auf der Tiefenstufe zwischen 60 und 500 m der steilste Abfall unter einem Böschungswinkel von 18^0, mit zunehmender Tiefe verflacht sich derselbe auf 9^0 10', $8^0 53'$, $7^0 41'$ und endlich $5^0 52'$ zwischen 1830 und 2540 m Tiefe. Bei Panaria ist die Neigung etwas geringer; sie beträgt anfangs $7^0 37'$, steigt dann aber zwischen 83 und 1200 m Tiefe auf $12^0 21'$. Stromboli zeigt in 3 Lothungsreihen bis zur Tiefe von ca. 1500 m eine durchschnittliche Böschung von 15^0—22^0; während sie sich in SSW bis zur Tiefe von 1870 m auf 17^0—18^0 hält, beträgt sie im Westen und Osten anfänglich 22^0, sinkt dann aber auf $15^1/_4$ in W, auf $5^3/_4{}^0$ in O.

In der Santoringruppe stellen die im Innern des durch die Inseln Thera, Therasia und Aspronisi gebildeten alten Kraterrandes gelegenen, der Hauptsache nach erst in historischen Zeiten entstandenen Kaimeni-Inseln: Palaea-, Mikra- und Neakaimeni echte vulkanische Inseln dar. Die für die Gruppe vorliegenden, namentlich nach der Eruption des Georgios im Jahre 1866 ausgeführten Lothungsreihen[2]) lassen erkennen, dass zunächst Neakainemi nach Norden zu einer Tiefe von 274 m unter $17^1/_2{}^0$ und 18^0, nach Süden bis 183 m Tiefe unter 8^0 — 10^0, nach Westen bis zu 92 m unter $21^3/_4{}^0$ und nach Osten bis zu 366 m Tiefe unter $20^1/_2{}^0$ — 25^0 abfällt. Palaeakaimeni senkt sich nach Westen unter $23^1/_2{}^0$, $38^1/_2{}^0$, 15^0 und 10^0 bis zu einer Tiefe von 350 m, mit steilster Böschung zwischen 92 und 183 m. Nach Norden, wo sich der Nea- von Palaeakaimeni trennende Meeresarm von 92 m Tiefe befindet, beträgt die Neigung nur $8^3/_4{}^0$. Die steilsten Böschungen aber finden sich am Innenrande der alten Kraterumwallung; zeigt schon der Abfall an der Simadiri-Spitze $36^1/_2{}^0$ — 37^0, bei Cap Tripiti 32^0 — $38^1/_2{}^0$, bei Aspronisi $39^3/_4{}^0$, so steigt dieser Betrag bei Cap Turlos auf 44^0, an der Moniki-Spitze auf $48^1/_2{}^0$ und bei Cap Skaro sogar auf 56^0 — $57^1/_2{}^0$.

Von den Inselvulkanen des Indischen Oceans: Amsterdam und St. Paul stehen uns nur Lothungen in unmittelbarer Nähe der

1) Geographisches Jahrbuch, Bd. VII, S. 517.

2) Nach der englischen Aufnahme. Petermanns Geographische Mitth. 1886, Taf. 8.

Küste zu Gebote. Diesen zufolge ist auch hier die Anfangsböschung nicht besonders steil. Sie beträgt bei Amsterdam bis zur Tiefe von 220 m $9^1/_2{}^0$, bei St. Paul (NO) bis zu 100 m Tiefe im Maximum 4^0—5^0. Erst jenseits dieser Tiefe macht sich ein steilerer Abfall unter einem Böschungswinkel von 13° 49' geltend. Dass aber hier lokal beträchtliche Unterschiede in den Böschungsverhältnissen vorliegen, beweist die von der Gazelle[1]) bei der Insel Amsterdam angestellte Lothung, welche in einer Entfernung von nur 254 m eine Tiefe von 1485 m ergab, was einem Abfallswinkel von 80° entspricht.

Für Gunong Api und Suangi in der Banda-See liegen nur Berechnungen der Gesammtböschung vor, welche für Gunong Api bis zur Tiefe von 4000—5000 m einen Steilabfall von 19—22°, für Suangi bis zur Tiefe von 2200 m einen solchen von 20° ergeben. Aber selbst zwischen 2200 m und 7320 m Tiefe beträgt die Böschung des unterseeischen Sockels von Suangi immer noch fast 6°.

Die von der Gruppe der Tubuai- und Societäts-Inseln vorliegenden Messungen ergeben ziemlich übereinstimmende Böschungswerthe:

Bei Tubuai	bis 4480 m	Tiefe	5° 1',
„ Eimeo	„ 2790 „	„	5° 10',
„ Ruratu	„ 4365 „	„	7° 40',
„ Peard-Isl.	„ 3570 „	„	7° 5'.

Aehnlich ist der Abfall von Kanadavu im Fidji-Archipel, während Tuvutha und Matuku etwas steilere Böschungen aufzuweisen haben, die jedoch nur bis zu geringen Tiefen hinabreichen. Wenn wir nun beachten, dass bei Viti Lewu S. W. die Gesammtböschung bis zur Tiefe von 3034 m nur 3°49' beträgt, dass dagegen eine im Süden angestellte Lothungsreihe bis 200 m Tiefe eine Böschung von 7° 37', und zwischen 200 und 732 m Tiefe eine solche von 14°17 ergiebt, so lässt sich daraus ersehen, dass sich die Böschung des Inselsockels nach anfänglich steilerem Abfalle sehr bald beträchtlich verflacht.

Bedeutend steilere Böschungen treffen wir dagegen bei einigen Inseln der Marquesas- und der Samoa-Gruppen; hier finden sich dieselben aber im Gegensatze zu der Mehrzahl der bisher besprochenen Fälle gerade meist in unmittelbarer Nähe der Küste. So beträgt der Böschungswinkel

bei Tahuate	bis 29 m	Tiefe	45°,
„ Tai-o-Haé	„ 44 „	„	35°22',
„ Upolu	„ 50 „	„	26°17',
„ Tahuate	„ 62 „	„	24°.

In grösserer Tiefe folgen dann stets bedeutend sanftere Böschungen, die denen der vorher besprochenen Inselgruppen des Pacifik entsprechen. Ob und in wieweit diese abweichende Gestaltung der Inselsockel mit den die Inseln umgürtenden Korallenriffen in Beziehung steht, müssen speciellere Untersuchungen zeigen.

Auch die Sockel der Sandwichs-Inseln senken sich, ähnlich den bisher betrachteten vulkanischen Inseln des Pacifik, unter ziemlich sanften Böschungen zur Tiefe. Der Böschungswinkel beträgt

1) Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. 1884, S. 138.

bei Molokai N bis 3800 m Tiefe $6^1/_4{}^0$,
„ Oahu S „ 2700 m „ $6^3/_4{}^0$ u. $5^3/_4{}^0$.

Aehnliche Böschungen lassen drei Lothungen im Südwesten von Albemarle-Isl. erkennen, die allerdings, ohne den Grund erreicht zu haben, in der Tiefe von 220—250 m abgebrochen sind; die daraus resultierenden Böschungswinkel von $6^3/_4{}^0$, $7^1/_3{}^0$ und 7°53' sind also nur Minimalwerthe. Dagegen ergeben zwei von Albemarle nach NO. und NW. genommene Lotungsreihen einen viel sanfteren Abhang, der noch 2° erreicht.

Dietrichs Untersuchungen über die Böschungsverhältnisse der Sockel vulkanischer Inseln führen somit zu folgenden Ergebnissen:

Die Böschungswinkel schwanken zwischen äusserst verschiedenen Beträgen, sie erreichen in vielen Fällen noch nicht 1°, steigen aber andererseits in zahlreichen Fällen auf 30° bis 60°. Die steilsten überhaupt beobachteten Böschungen im Betrage von 56° und 62° finden sich bei St. Paul im Atlantischen Ocean und bei der Insel Amsterdam im Betrage von 80°. Der Durchschnittswerth für die Sockelböschungen vulkanischer Inseln beträgt $7^1/_2{}^0$—$13^3/_4{}^0$. Auch die Böschungen subaerischer Vulkankegel schwanken, innerhalb ziemlich weiter Grenzen, denn es finden sich Böschungen von 8° 48', 10°, 12° und 13°, denen solche von 30°, 35°, 40° und 45° gegenüberstehen.

Die Böschung ist in den verschiedenen Tiefenstufen nicht gleichmässig. Schon oben wiesen wir mehrfach darauf hin, dass der eigentliche Steilabfall in der Regel erst jenseits einer flacher abgedachten Litoralzone beginne. Während die durchschnittliche Böschung bis zur Tiefe von 100 m $8^3/_4{}^0$—$10^3/_4{}^0$ beträgt, steigt sie zwischen 100 und 200 m auf 10°53' und zwischen 200 und 500 m Tiefe auf 13°40'. Der Steilabfall beginnt also in der Regel zwischen 100 und 200 m Tiefe und erreicht sein Maximum zwischen 200 und 500 m. Mit zunehmender Tiefe verflacht sich die Böschung, die jedoch noch einmal zwischen 3000 und 4000 m Tief eine geringe Zunahme der Steilheit erfährt. Ein Unterschied zwischen diesen Böschungsverhältnissen und denen der subaerischen Vulkankegel besteht nur darin, dass bei letzteren der steilste Abhang sich in der Regel unmittelbar am Gipfelkrater befindet. Im übrigen verflacht sich auch an den subaerischen Vulkanen die Böschung mehr und mehr nach dem Fusse zu.

Die wenigen Fälle, in denen wir einen direkten Vergleich zwischen der Böschung eines Inselvulkanes und seines unterseeischen Sockels anzustellen in der Lage sind, deuten darauf hin, dass der Sockel stets etwas sanftere Böschungen besitzt, wie der über dem Meere aufragende Kegel. Der unterseeische Sockel von Neakaimeni steigt unter Böschungen von 17°, 18°, $20^1/_2{}^0$, $21^3/_4{}^0$ und 25° auf, und die Neigung der Neakaimeni und des Georgvulkans, hat zeitweilig bedeutend geschwankt von 19—37°. Der Stromboli, dessen Neigung $29^1/_2$—32° beträgt, ruht auf einem Sockel, der sich unter 18—22° zu Tiefen von 560, 1000 und 1870 m abdacht. Dem verhältnissmässig sanften Abfall von Jan Mayen entspricht auch die geringe Neigung des Beerenberges, die nach der norwegischen Aufnahme 10° beträgt. Dem steileren Abfall der Inselvulkane von Fernando Noronha, St. Helena, Ascension, Amsterdam und St. Paul

entsprechen steilere unterseeische Böschungen; dieselben schwanken zwischen 20 und 40° und erreichen in einzelnen Fällen sogar 50—60°.

Eine Abhängigkeit der Böschungsverhältnisse vom Aufbau der Inseln ist nicht zu erkennen.

Die einzelnen Inseln einer vulkanischen Gruppe ruhen zumeist nicht auf einem gemeinsamen Sockel, sondern steigen isoliert vom Boden der Tiefsee auf, wie aus folgender kurzen Zusammenstellung einer Reihe von Tiefenmessungen zwischen vulkanischen Inseln hervorgeht:

Tiefe	zwischen	San Thomé und J. do Principe	1750 u. 2532 m
„	„	San Thomé und Afrika	2298 u. 2345 m
„	„	J. do Principe und Afrika	1622 u. 2000 m
„	„	San Miguel und Sta. Maria	1830 m
„	„	San Miguel und Pico	1372 m
„	„	Stromboli und Panaria	1870 m
„	„	Albemarle und Abingdon Isl.	1485 u. 2522 m
„	„	Eimeo und Tetuaroa	2790 m
„	„	Matuku und Kandavu	1785 m
„	„	Viti Lewu und Kandavu	732 m
„	„	Upolu und Sawaii	1620 u. 4085 m
„	„	Oahu und Hawaii	3749 m.

Die submarine Morphologie vulkanischer Inseln unterscheidet sich von der Form festländischer Vulkane weniger in den Auflagerungsflächen, dagegen sehr in den Denudationsflächen. Wenn bei einem festländischen Vulkan Erosion, Deflation und Exaration als denudirende Kräfte thätig sind und seine Oberfläche verändern, so tritt bei einer Vulkaninsel, oder auch auf der, dem Meere zugewandten Seite eines Küstenvulkans die Abrasion hinzu. Wir haben die eminente Denudationskraft der Meereswellen schon oft betont, und es ist leicht zu verstehen, dass durch sie der festländische Abhang vulkanischer Inseln sehr wesentlich beeinflusst wird. Gegenüber den radialen Thalrinnen, welche die Erosion anzeigt, unterwühlt die Abrasion alle Flanken und erzeugt steile, fast senkrechte Abstürze. Nirgends ist das innere Gefüge vulkanischer Kegel so deutlich und klar aufgeschlossen, als an den Küsten, nirgends begegnen wir so tiefgreifenden Denudationen als im Bereich der Brandung an Vulkaninseln.

Die Abrasion strebt darnach, die ganze Vulkaninsel im Brandungsniveau durchzusägen, und eine Untiefe zu bilden. Das lockere Gefüge des Vulkanes, der vielfache Wechsel weicher Tuffe mit harter Lava unterstützt dieses Bestreben, und so zeigen alle älteren, erloschenen, nicht durch neue Auflagerungsflächen begrenzten Vulkaninseln steile Abhänge über dem Meere, denen eine relativ flache Abrasionsstufe vorgelagert ist, wie solches oben mehrfach betont wurde.

Bekanntlich treten bei den Eruptionen vulkanischer Inseln heftige Seebeben auf, die mit unwiderstehlicher Stosskraft die Abrasion unterstützen. Bei der letzten Eruption des Krakatau im Jahre 1883 wurden durch die Seebebenwelle Steinblöcke von 6000 kg Gewicht an den Strand gerollt[1]), und die Verwüstungen an allen Vulkaninseln der Sundastrasse waren kolossale.

1) Scott, Proc. Roy. Soc. 1883, S. 198.

Die Ablagerungen vulkanischer Archipele sind natürlich zum grossen Theil vulkanischer Natur, doch kommen auch mechanische, chemische und organische Ablagerungen mit jenen zusammen vor. Wir schildern dieselben, indem wir vom Sockel der Vulkaninsel beginnen und zu ihrem Gipfel emporsteigen.

1. Vulkanische Inseln erheben sich ebenso aus dem Boden der Flachsee, wie aus dem der Tiefsee; infolgedessen ist ihr Sockel von sehr verschiedenartigen Sedimenten umgeben, und durch allmälige Uebergänge entwickelt sich der echte vulkanische Schlamm bald aus Rothem Tiefseethon, aus Diatomeenschlick, Globigerinenschlick, Pteropodenschlick, Muschelsand, Korallenschlamm, Grünschlamm oder Blauschlamm.

Die Canaren erheben sich aus Globigerinenschlick, und 60 km südlich von Teneriffa enthält das Sediment schon 50 % Kalkreste pelagischer Foraminiferen; ja 10 km südwestlich von Ascension enthält das Sediment 72 % Kalkreste.

So lässt sich nirgends eine scharfe Grenze ziehen, und je nach Strömungen und Wassertiefen, nach dem Alter des letzten Ausbruches und nach dem Reichthum von Plankton und Benthos ist der Uebergang ein mehr oder weniger rascher.

Vulkanischen Schlamm fand der Challenger[1]) von 474 m bis 5120 m Tiefe. Seine Farbe ist meist braun oder grau. Die Mineralkörnchen sind fast alle eckig, und haben einen Durchmesser von 0,06—0,2 mm. Glaukonit kommt in echtem, vulkanischem Schlamm niemals vor, Quarz ist überaus selten. Der Kalkgehalt ist in geringeren Tiefen meist grösser, als in sehr grossen Tiefen, weil hier die Lösungskraft des Seewassers eine bedeutendere ist.

Das Material des vulkanischen Schlammes stammt von zersetzter Lava, verwittertem Bimstein, von submarinen oder festländisch gebildeten Aschen, Sanden und Lapilli. Solche kleine Fragmente finden sich in allen marinen Sedimenten, denn sie bleiben lange schwebend und werden durch Strömungen überall vertheilt. In manchen Fällen kann man die Menge der bei einer Eruption in die Tiefsee gefallenen Asche berechnen. So zeigt ein Dünnschliff[2]) als Durchschnitt durch einen Manganknollen aus 4361 m im Südpacifik, in der Mitte eine dunkle Trennungslinie, welche augenscheinlich den einstigen Tiefseeboden mit einzelnen Manganconcretionen darstellt. Ein Aschenfall von 3 cm Höhe bedeckte den Rothen Tiefseethon, die gröberen Bestandtheile liegen zu unterst und enthalten vielen schwarzen Glimmer, dann folgen immer feiner werdende Aschen. Der Boden des Meeres verhärtete, es bildeten sich kleine sprungähnliche Furchen, eine Schicht dunkler Mangansalze breitete sich über ihn aus und endlich verhärtete die ganze Ablagerung durch zeolithische Cämentirung zu einer festen Schicht.

Im vulkanischen Schlamm überwiegen die glasigen Bestandtheile, die meist von eckigem Umriss sind, oft Poren enthalten, und deren Herkunft aus basaltischem oder trachytischem Magma oft nur nach den dazwischen liegenden gröberen Bestandtheilen und vulkanischen

1) Murray & Renard, Deep Sea Deposits, S. 290.
2) Das. Taf. IV, Fig. 3.



Sanden beurtheilt werden kann. Wenn man also freie Krystalle von Plagioklas und Augit, theilweise von glasigen Hüllen umgeben, in Verbindung mit palagonitischen Lapillis und zersetztem Bimmstein findet, so kann man schliessen, dass jene isolirten Krystalle dieselbe Entstehung und Herkunft haben. Ausser dem vulkanischen Glas beobachtet man in vulkanischen Ablagerungen: Basaltische Hornblende, Sanidin, Plagioklas, Olivin, Hypersthen, Bronzit, Augit und Quarz. Daneben findet sich: Magnetit, schwarzer Glimmer, Apatit, Epidot, Zirkon, Delessit, Analcim und Chabasit.

2. Der vulkanische Schlamm enthält oft eine beträchtliche Menge sandiger Bestandtheile, die uns überleiten zu dem vulkanischen Sand, der nahe der Küste und im Gebiet der Flachsee bis zu 900 m Tiefe das vorwiegende Sediment ist. Seine Korngrösse schwankt zwischen 0,5 und 5 mm, der Kalkgehalt beträgt 6—72 %. Der Lösungsrückstand ist schwarz oder braun, und beträgt 28—96 %, kieselige Skelette sind zu 1—3 % darin enthalten.

25—80 % bestehen aus eckigen oder runden Mineralkörnern mit einer mittleren Korngrösse von 0,34 mm. Am häufigsten sind Krystalle von Sanidin, Plagioklas, Augit, Hornblende, Hypersthen, Olivin und Magnetit. Die glasigen Lapilli sind oft in Palagonit verwandelt..

Basaltische Bruchstücke sind in den Tiefseeablagerungen ebenso häufig wie palagonitische Lapilli, aber ihre Bestimmung ist nicht immer so leicht, besonders wenn sie klein und zersetzt sind, da ihre Charaktere weniger markirt erscheinen als die des palagonitischen Materials.

Auch ihre Dimensionen sind dieselben und sie sind zahlreicher da, wo auch die palagonitischen Tuffe gedredgt wurden. Sie lassen sich erkennen an ihrem Gehalt an: Olivin, Plagioklas, Augit und Magnetit, mit oder ohne Glasmasse. Gewöhnlich sind sie feinkörnig, selten haben sie doleritische Struktur. Eine grosse Zahl ist schlackig und ihre Blasen sind erfüllt mit Zeolith, oder ausgekleidet mit Zeolithrinden. Oftmals kommen sie zusammen vor mit vulkanischen Aschen, in denen die mineralogischen Elemente des Basaltes überwiegen. Ihre Zersetzung ist weniger weit vorgeschritten als die der basischen Gläser, wahrscheinlich weil sie mehr krystallinische Elemente enthalten und dichter sind. Wenn sie aber eine glasige Basis besitzen, oder porös sind, scheint die Zersetzung ziemlich schnell von Aussen nach Innen vorzuschreiten.

Diese Zersetzung ergreift nicht nur die Basis, sondern verwandelt auch Olivin und Augit in secundäre Mineralien, während der Plagioklas ziemlich viel Widerstand leistet. Am meisten ist der Olivin zersetzt, so dass er oft nur an seinem Umrisse erkannt werden kann.

Im Allgemeinen sind die Fragmente saurer Laven in den Sedimenten der Tiefsee seltener, mit Ausnahme der Bimsteine, welche leichter transportirt werden können. Gerade wie in gewissen Regionen des Pacifik die Lapilli basischer Gesteine häufig sind, so sind mit Ausnahme von Bimstein, die trachytischen und liparitischen Lapilli seltener. An bestimmten Stationen aber zeigt die Natur der Mineralkörner, die relative Häufigkeit von Sanidin und Hornblende, das gelegentliche Vorkommen von Quarz, und besonders Splitter von saurem

Glas an, dass daselbst am Meeresboden Eruptionen von trachytischen Aschen und Lapillis stattgefunden haben müssen.

Ungemein weit verbreitet findet man in Tiefseeablagerungen minimale glasige und mineralische Partikeln, welche man als vulkanische Asche zusammenfassen muss, ohne nähere Bestimmungen angeben zu können.

3. Im[1]) Allgemeinen sind Bimsteine häufiger in Rothem Thon und Radiolarienschlick, als in Blauschlamm und Kalkschlick, ausgenommen in der Nähe von Vulkanen, aber sie fehlen in keinem Sediment vollständig.

Die meisten Exemplare, die man schwimmend an der Meeresoberfläche oder liegend am Boden findet, gehören zu den liparitischen Bimsteinen. Sie sind weisslich oder grau, gewöhnlich mit verlängerten Fasern; in frischem Zustand sind sie seidenglänzend, doch in vielen Fällen wurden sie von Aussen nach Innen in eine zerreibliche erdige Masse verwandelt, oder zu einer erdigen Masse mit schlammiger Consistenz. Wenn man Bruchstücke derselben u. d. M. untersucht, so erkennt man ein farbloses Glas mit zahlreichen geschlossenen, oft verlängerten Blasen, und mit wenigen ausgeschiedenen mineralogischen Elementen. Sie sind kieselsäurereich. Die ausgeschiedenen Krystalle sind Sanidin, Plagioklas, schwarzer Glimmer, Augit und Magnetit. Quarz ist sehr selten; bisweilen ist rhombisches Pyroxen vorhanden.

Eine zweite Art gehört der andesitischen Reihe an. Sie sind den ersteren sehr ähnlich, von grauer Farbe, aber der Kieselsäuregehalt beträgt nur 60 %, die ausgeschiedenen Mineralien sind: Augit Plagioklas und Magnetit, während Mikrolithe von Augit und Hornblende bisweilen in der Grundmasse zn erkennen sind.

Eine dritte Varietät ist der basaltische Bimstein, wohlbekannt von Hawai durch die Untersuchungen von COHEN[2]). Er ist von gelber oder flaschengrüner Farbe, mit mehr rundlichen Poren. In dem dunkelgrünen durchsichtigen Glas erkennt man u. d. M. Olivin, Augit und Plagioklas, wenig oder keinen Magnetit, aber dunkle Mineralaggregate. Der Kieselsäuregehalt beträgt 50 %.

Kleine Bruchstücke dieser verschiedenen Varietäten von Bimstein finden sich in allen marinen Sedimenten, und in gewissen Gebieten besteht der grössere Theil eines Tiefseethones, oder der Lösungsrückstand eines Kalkschlickes aus kleinen Splittern und Bruchstückchen von Bimstein. Solche mikroskopischen Fragmente mögen herstammen von zerriebenen schwimmenden Bimsteinen oder von zersetzten Bimsteinen des Meeresgrundes, oder mögen als Aschenregen von festländischen oder marinen Eruptionen herrühren.

Im Allgemeinen muss man sagen, dass solche Mineralfragmente, welche zu unendlich kleinen Dimensionen verkleinert, und unregelmässig zerbröckelt sind, ihre unterscheidenden Merkmale verlieren. An Bimsteinfragmenten kann man die optischen Eigenschaften selbst dann noch prüfen, wenn sie kleiner als 0,005 mm werden, denn die zellige Struktur ist noch in den kleinsten Stäubchen zu erkennen.

1) CHALLENGER, Deep Sea Deposits, S. 292.
2) Neues Jahrb. für Min. 1888, S. 23.

Durch die Zerkleinerung der Bimsteine werden die Mineralien immer mehr isolirt, so dass es schwer wird, sie von vulkanischer Asche zu unterscheiden. Das Aschenmaterial vulkanischer Ausbrüche wird durch Wind- und Wasserströmungen gesondert: in die Mineralkörner und die glasigen Splitter, und deshalb überwiegen die letzteren bisweilen sehr über die ersteren.

4. In manchen Gebieten der Tiefsee sammelte die Challenger-Expedition zahlreiche Lapilli und steinartige Bruchstücke von festem, vulkanischem Glas, welches zwar in seiner Verbreitung ziemlich umgrenzt ist, aber nächst dem Bimsteine dennoch das wichtigste vulkanische Produkt der Tiefsee ist.

Während solche Gläser nur aus wenigen festländischen Vulkanen bekannt sind, erscheinen sie in Menge und in typischer Form unter den Produkten submariner Eruptionen, gerade als ob die Tiefen des Meeres irgendwie besonders günstig seien für die Entstehung dieses lithologischen Charakters.

Die Glasstücke variiren von der Grösse einer Wallnuss bis zu der einer Erbse, und verringern sich bis zu kleinsten, kaum erkennbaren Stückchen. In fast allen Fällen sind diese Stücke stark verändert, ihre ursprünglich glasige Substanz ist durch hydrochemische Kräfte in eine Art Palagonit verwandelt. Häufig bilden sie den Kern von Manganknollen und im Allgemeinen sind sie mehr oder weniger mit Manganrinden umgeben; bisweilen sind sie in den Sedimenten vereinzelt, bald vergesellschaftet mit Lapilli, Aschen und Zeolithkrystallen.

Sie sind am häufigsten in gewissen Rothen Thongebieten des Pacifik, doch findet man sie auch in allen übrigen Sedimenten. Ihre Form ist meist rund, elliptisch oder abgeplattet, doch sind sie bisweilen ganz unregelmässig. Die grösseren Stücke haben in der Regel einen glasigen Kern mit äusseren stark zersetzten Zonen, die kleineren Bruchstücke sind häufig ganz in Palagonit umgewandelt.

Wenn eines der grösseren Fragmente aus dem Centrum eines Manganknollens entnommen oder frei aus dem Sediment herausgelesen wird, findet man die Aussenfläche stets bedeckt mit einem harzfarbenen, gelben, grünen und röthlichbraunen Ueberzug. Auf einer frischen Bruchfläche sieht man das Innere als unverändertes Glas. Die Glasmasse ist kompakt oder schlackig und ähnelt in gewissen Sinne einen saurem vulkanischen Glas, wie Obsidian, aber der Bruch ist weniger muschelig. Das Gestein zerbricht in kleine Splitter infolge einer latenten perlitischen Struktur und mikroskopischer Spalten, und oft bewirkt ein Stoss die Zerkrümelung der ganzen Masse. Die Bruchstücke sind dunkelgrün oder braun mit entschieden glasiger Beschaffenheit und harzigem Glanz, und vor dem Löthrohr schmelzen sie leicht zu einem dunklen Glas. Ihre Dichte wechselt von 2,8 zu 2,9, das grünlichgraue Pulver ist sehr magnetisch und zeigt stets die Reaction von Mangan. Ein scharfer Contrast besteht zwischen der Härte 5 der glasigen Kerne und der zersetzten Palagonitrinde, welche getrocknet die Härte 4 haben mag, aber in frischem Zustande sich wie junger Käse mit dem Messer schneiden lässt. Das gepulverte Glas wird von Säuren angegriffen und scheidet gelatinöse Kieselsäure ab, indem die Mineralkörner als Rückstand übrig bleiben. Diese letzteren sind selten

mit, blossem Auge zu sehen, und bestehen aus kleinen gelblichen Körnchen von Olivin, Augit und kleinen Plagioklaslamellen.

Die einzelnen Zersetzungsrinden lassen sich oft scharf voneinander unterscheiden.

Während diese Glasstücke fast ausnahmslos eine Manganrinde zeigen, findet man in demselben Sediment Lapilli von Feldspathbasalt, von augitischem oder hornblendehaltigem Andesit, von Gneiss und Granit, entweder frei von jeden Ueberzug oder nur mit einer sehr dünnen Manganhülle.

Die Umwandlung des Basischen Glases in Palagonit kann im Dünnschliff u. d. M. leicht verfolgt werden.

5. Mit dem Namen: Palagonittuffe wurden durch Sartorius von Waltershausen gewisse Tuffe von Island, Sizilien, Galapagos und anderen Lokalitäten bezeichnet, welche wesentlich aus Bruchstüken von basischem vulkanischem Glas bestanden. Nach Penk[1]) sind dieselben unter Wasser abgesetzt, und in gewissen Fällen mögen sie von submarinen Eruptionen herstammen. In manchen Regionen der Tiefsee wurden ganz dieselben Palagonittuffe entdeckt, welche vergesellschaftet waren mit ausgedehnten Absätzen von Manganperoxyd, und die häufig den Kern von Manganknollen bildeten.

Sie bestehen aus eckigen Bruchstücken, welche keine Spur der Abrollung zeigen und sind durch Zeolith cämentirt. Es ist bemerkenswerth, dass diese Zeolithmasse aus aufgewachsenen Zeolithkrystallen besteht, welche nicht frei entstanden wie die Phillipsite. Oftmals kömmt es vor, dass der Palagonit vollkommen zersetzt wird, und die zerbröckelten Stückchen unter dem Sedimentmaterial gefunden werden, und zwischen denselben Bänder von Zeolith und ebensolche Körner liegen, welche vorher die Dampfporen in Form von Geoden ausfüllten.

Die hydrochemischen Veränderungen, welche die Zersetzung dieser Glas-Fragmente zu Palagonit und gleichzeitig die Bildung von Zeolith veranlassten, bedingten ebenso die Zersetzung der Lapilli zu einer eisenschüssigen thonigen Masse.

Es ist schwer ein Urtheil über das geologische Alter der Eruptionen dieser Tuffe abzugeben. Aber mit Rücksicht auf die grosse Aehnlichkeit zwischen ihnen und den tertiären Palagonittuffen, und ihre Verbindung mit tertiären Haifischzähnen am Grunde des Pacifik, ist es wahrscheinlich, dass sie in das Tertiär zurückreichen. Die Palagonittuffe kommen am verbreitetsten in pelagischen Ablagerungen vor.

6. Vulkanische Untiefen, und der Flachseegürtel um vulkanische Archipele sind ausgezeichnet durch ein reiches benthonisches Thierleben. Korallen und Muschelbänke siedeln sich hier leicht an, und verändern durch ihre Kalkreste den Charakter der Sedimente. In dem vulkanischen Schlamm der Javasee bildet sich eine grosse Zahl kleiner Korallenkolonien. Der[2]) Boden besteht zum Theil noch aus Schlamm, in dem *Holothuria squamifera, Marctia planulata* und schlammbewohnende Anneliden leben, dazwischen finden wir *Madrepora arbuscula* und *Porites mucronata* auf Bimsteinen aufsitzend, als erste

1) Zeitschr. Geol. Ges. 1879, S. 504.

2) Sluiter, Naturkundig Tijdschrift voor Neederl. Indie 1889, XLIX, S. 364.

Riffbildner. Dazu trifft man vielfach grosse Alcyonarien, die beim Absterben den Schlamm mit Kalkspiculis überstreuen; in ihnen leben *Ophiuren*, *Temnopleurus*, und andere Thiere, welche ebenfalls durch ihre Kalkreste das Sediment verändern.

An den Brothersinseln[1]) im Rothen Meer. lagert Korallenkalk auf vulkanischer Grundlage.

Sehr mannichfaltig werden die lithogenetischen Verhältnisse auf den Hawaischen Inseln durch das Ineinandergreifen organischer und vulkanischer Ablagerungen, wie es A. Agassiz[2]) beschrieben hat: der Eingang des Hafens von Honolulu ist weiter nichts, als ein durch einen Fluss offen gehaltener Kanal, dessen Wasser dem Korallenleben schädlich war. Der Fluss bringt grosse Mengen vulkanischen Materials nach dem Hafen, und lagert dort ausschliesslich einen dunklen vulkanischen Schlamm selbt noch in weiter Entfernung vom Koralleneingang ab. Mehrere andere Flüsse haben ähnliche Kanäle gebildet.

Statt der auf den Florida-Keys und den Tortugas so häufigen geschichteten Kalksandbänke, finden wir auf Oahu hauptsächlich einen massiven Korallensandstein.

Sehr charakteristisch für viele mit Korallenriffen gesäumte Vulkaninseln ist ein Puddingstein, bestehend aus grossen rundgeschliffenen Lavablöcken, die durch Korallenkalk verkittet sind. Oft findet man einen einzelnen Rollblock mitten im Korallenkalk, an anderen Orten überwiegen die Lavablöcke. Bei der Verkittung derselben durch kalkhaltiges Wasser und Kalksand, schlagen sich oft auch dünne Kalkrinden auf den Blöcken nieder, oder es bilden sich unregelmässige Kalkgänge in den Spalten der Lava.

Die Sandwichsinseln liegen im Gebiet der Passatwinde und besitzen daher eine niederschlagsreiche Küste und einen trockenen Küstenabfall. Hier ist das Korallenleben am reichsten entwickelt. Auf der Windseite sind dagegen Kalksanddünen häufig. Manche sind 7 m hoch.

Sehr lehrreich für den Facieswechsel auf Hawai sind die Ergebnisse von Brunnenbohrungen. Man fand bei Palace Yard:

24 m Korallenkalk
2 m Lava
80 m Korallen und Lava
Thon
Lava.

An einer zweiten Bohrung, 1 km weiter landeinwärts, zeigte das Profil:

10 m Lavagerölle
10 m Korallen
80 m Thon.

Ein dritter Brunnen ergab:

12 m Korallen
7 m weissen Sand
14 m gelben Sand

1) Klunzinger, Zeitschr. für Allg. Erdkunde. Berlin 1865, II, S. 350.
2) A. Agassiz, Bull. Mus. Comp. Zool. XVII, No. 2, 1889, S. 145 f.

15 m Lava
35 m Korallen
30 m Lava
20 m Korallen
2 m Thon
15 m Korallen
10 m Thon
30 m Korallen
25 m Thon mit Korallen
9 m Thon
40 m Lava.

Aus Tiefen von 80 m brachte man Holzstücke bei einer Bohrung mit herauf.

Wenn man von der Küste aus über das Riff hinwegfährt, so sieht man folgende Facies nebeneinander: Der Abfall des Hafenkanals ist durch eine steile Bank von weisslichem Schlamm gebildet. Auch das Riff, das 1 km und weniger breit ist, wird an der Küste mit Kalkschlamm bedeckt, zwischen dem man kleine Anhäufungen von Kalkalgen und abgestorbenem *Sargassum* bemerkt. Weiter nach aussen in 2—3 m Wassertiefe begegnen wir zahlreichen runden Flecken, bedeckt mit *Millepora* und einigen Stöcken von *Pocillopora*. Der Boden dazwischen wird belebt von *Echinometra* und *Diadema*. In tiefen Höhlungen ist die Rifffauna reich entwickelt. So weit man bei ruhiger See beobachten kann, verschwinden die nun folgenden Kolonien von *Millepora, Pocillopora, Porites, Astraea, Gorgonia* in 18 m Tiefe vollständig.

Bei Diamond-Head wird das Gemisch von vulkanischem Sand und Korallensand durch die Wellen in wohlabgegrenzte oder in einander übergehende indirekte Schichten sortirt.

Kalksand wird durch den Wind 80 m hoch über dem Seespiegel noch zu Kalkdünen und äolischem Kalkstein aufgehäuft.

7. Auf dem Litoral vulkanischer Inseln, begegnen wir fast regelmässig verschiedenen Mineralsanden. Der gemischte vulkanische Sand hält sich aber nicht lange, ohne von den Meereswellen chemisch und mechanisch aufbereitet und sortirt zu werden, so dass dann endlich nur ein einziges Mineral den Strand vorwiegend bedeckt, oder die verschieden schweren Mineralien voneinander getrennt zur Ablagerung kommen.

Schwarzer Magneteisensand ist an den meisten vulkanischen Küsten zu beobachten. Bei Portici bildet er ein ganzes Lager, an der Mündung des Volturno sind weit ausgedehnte Bänke von Eisensandschichten in vielfacher Wechsellagerung mit Feldspathsande zu beobachten.

Die Sedimente[1]), welche sich an der Küste von Java bilden, sind Korallenriffe und Sand, der durch regelmässige Lagen von Titaneisensand eine ausserordentlich feine Schichtung erhält. An vielen Stellen ist der Strandsand weiss und besteht fast nur aus Muscheltrümmern. An anderen Orten kommt dazu zerriebenes Material der Tuffschichten. Auf weiten Strecken aber fehlt der Korallensand ganz, und das Material der zerstörten Tuffschichten bildet den einzigen Bestandtheil des Strandsandes.

1) v. Richthofen, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft 1862, S. 337.

An[1]) der Punta de Bighudos auf S. Thiago wird ein sehr titanhaltiges Magneteisen von den Wellen ausgewaschen und am Strande zu einem dicken Eisenlager aufgehäuft. An[2]) den Isole delle Perle fand die Expedition des VETTOR PISANI dieselben Eisensande in grosser Ausdehnung.

Sanidinsande sind an der Küste bei Ischia und Sorrento auf langen Uferstrecken das vorwiegende Sediment.

Olivinsand wird aus der Lava von Torre del Greco ausgewaschen und bildet oft mehr als die Hälfte des dortigen Litoralsandes. Am Strande sind die Olivinkörner durchsichtig und klar, während man in einiger Entfernung vom Ufer ein Sediment heraufbringt, welches aus Olivin besteht, der oberflächlich mit einer rostbraunen Rinde bedeckt ist.

8. Auf den Canaren beobachtete L. von BUCH[3]) Oolithsand bei Confital, dann bei Teguize. Die runden Kalkkörner bestehen aus einem Kern von dunklem Basalt oder Trachyt, auch wohl einem Muschelfragment, das umgeben ist von Kalkrinden. Der Oolithsand bildet Dünen von 10—15 m Höhe, die zu einem Kalkstein verhärten, in dem man Schaalen von *Helix*, *Bulimus* und anderen Landthieren bemerkt.

9. Nach v. FRITSCH[4]) verdankt die Capverdeninsel Sal ihren Namen den dort vorhandenen natürlichen Salzpfannen. In einem alten Krater, der sich bei Springfluth mit Seewasser füllt, verdunstet das Wasser, und das abgeschiedene Salz wird nach Brasilien exportirt.

10. Die oben schon von den Sandwichsinseln erwähnten äolischen Kalksande bilden hohe Dünen auf vielen vulkanischen Inseln. Der Isthmus von Jandia[5]) auf Fuerteventura besteht aus losem Sand, grösstentheils Muscheltrümmern, in den man wie in tiefen Schnee einsinkt. Jeder Wind gestaltet die welligen Sandhügel anders.

Aeolische Kalksande und Dünen finden sich auch auf Fernando Noronha[6]), wo sie über 12 m mächtig werden.

Der festländische Theil der Vulkaninseln besteht aus den, von festländischen Vulkanen schon beschriebenen Ablagerungen; wir finden hier: 11. Laven als Decken, Ströme, Quellkuppen und Gänge.

12. Tuffe in vielfach geneigten oder horizontalen Schichten bald auf erster Lagerstätte, bald durch Erosion und Deflation umgearbeitet.

13. Quellablagerungen chemischer Natur.

14. Ablagerungen in Seen und Wasserbecken. So ist der kochende See auf Dominica[7]) eine riesige, 40 m tiefe Solfatara. Das Wasser ist sehr heiss und grüngefärbt durch zersetztes Gestein und Schwefelschlamm. Am S. O. Ende befinden sich Gasexhalationen, welche das Wasser in brodelnder Bewegung halten.

1) DOELTER, Die Vulkane der Capverden, S. 45.
2) CHIERCHIA, Rivista Marittima. Roma 1885, S. 61.
3) L. v. BUCH, Die Canarischen Inseln, S. 259, 301.
4) v. FRITSCH, Allg. Geologie, S. 228.
5) v. FRITSCH, Petermanns Erg.-Heft XXII, S. 31.
6) BRANNER, Americ. Journal 1890, I, S. 247, 250, 317.
7) PRESTOE, Proc. Geogr. Soc. 1876, S. 230.

15. Treten Flugsande auf, begünstigt durch die oft sehr geringe Niederschlagsmenge. Auf den Capverden[1]) regnet es oft drei Jahre lang nicht, und so wird hier die Deflation zu einer wirkungsvollen Kraft.

16. Mit diesem Regenmangel hängt wohl auch die Häufigkeit von Guano[2]) auf vulkanischen Inseln zusammen, während

17. auf Vulkaninseln, welche in einem feuchteren Klima liegen, die üppige Vegetation die Bildung von Humuslagern gestattet. Der vulkanische Boden[3]) von Réunion ist von einer erstaunlichen Fruchtbarkeit. In einer Höhe von 1000 m wird die tropische Urwaldvegetation abgelöst durch ungeheuere Farrenwiesen, noch höher beginnen wieder Wälder, und endlich findet sich eine niedrige Strauch- und Moosvegetation auf den höchsten Erhebungen.

18. Unter dem verwitternden Einfluss des Tropenklimas entsteht auch Laterit auf Vulkaninseln. Die Hügel bei Tabatteldil auf Palau bestehen aus Trachyt, der zu einem fetten rothbraunen Lehm verwittert ist. Dazwischen treten die nackten Klippen schwarzer Lavaströme hervor.

Wir dürfen zum Schlusse nicht verfehlen, darauf hinzuweisen, wie seltsam die Fauna gerade der Vulkaninseln zusammengesetzt ist. Schon S. 171—176 haben wir die Mannichfaltigkeit der Fauna vulkanischer Archipele betont. Als die ersten Ansiedler nach Réunion kamen, weideten merkwürdige Seerinder (*Halicore cetacea*) am Ufer. Riesige Schildkröten tummelten sich am Strande. Die Ebenen wurden bevölkert von zahlreichen Dronten (*Didus ineptus*), welche die Grösse eines Schwanes besassen, und die seitdem rasch ausgestorben sind. Von Säugethieren gab es nur Fledermäuse; Schlangen waren nicht vertreten.

Nach dem Gesagten ist der Faciesbezirk der Vulkaninseln durch die grösste Mannichfaltigkeit homologer Ablagerungen ausgezeichnet. Die Korallenriffe zeigten wohl einen markanten Faciesweehsel an ihren Abhängen, aber ihr Gestein ist überwiegend Kalk. Dagegen finden wir auf Vulkaninseln eine solche Fülle verschiedenartiger lithogenetischer Bedingungen, dass die heterogensten Ablagerungen in rascher Wechselfolge neben- und übereinander entstehen.

---

1) Challenger, Narrative I, S. 183.
2) Boussignault, Ref. Neues Jahrb. für Min. 1861, S. 206.
Bronn, Geschichte der Natur, III, S. 446.
3) Keller, Natur und Volksleben der Insel Réunion 1888, S. 11—13.

26. Die Tiefsee.

Die Tiefsee ist der Boden des offenen Meeres, und steht als solcher nicht nur bionomisch, sondern auch lithogenetisch in vielen und engen Beziehungen zu den anderen Regionen des Oceans. Wir konnten den Lebensbezirk Tiefsee von der Flachsee durch den Mangel benthonischer Pflanzen charakterisiren, denn die Tiefsee gehört zur aphotischen Region — allein ein ähnliches Unterscheidungsmerkmal können wir an den Ablagerungen des Gebietes, an dem Faciesbezirk Tiefsee nicht nachweisen; selbst der Mangel terrigener Sedimente ist nicht ohne Ausnahme.

Leicht ist, es eine recente Tiefseeablagerung als solche zu erkennen, denn der Fundpunkt erleichtert uns die Diagnose. Aber wenn es sich um ein fossiles Sediment handelt, mehren sich die Schwierigkeiten, und nur eine sehr umsichtige Untersuchung kann zu einem endgiltigen Schlusse führen. Wir wollen daher auch hier das allgemeine Problem möglichst kritisch betrachten, ehe wir die recenten Tiefseefacies beschreiben; und zuerst die Quellen, dann den Ablagerungsort, darauf die Diagenese und endlich die allgemeinen Charaktere der abyssalen Ablagerungen besprechen.

Die Quellen der Tiefseeablagerungen sind sehr wechselnd, und wir können acht verschiedene Arten desselben unterscheiden.

I. Wenn[1]) auch der grösste Theil der Flusstrübe zu Boden fällt, sobald sich das Süsswasser mit dem Meere mischt, so scheint es dennoch, dass dieser Niederschlag rascher bei hoher als bei niedriger Temperatur erfolgt, und selbst in den salzhaltigsten und wärmsten Gewässern scheinen noch Spuren von festländischem Thon suspendirt zu sein. Eine Probe Seewasser vom Nordatlantik aus 51° N. Br. 31° W. L. enthielt in einem Kubikmeter 5,2 Gramm Thon, eine andere Probe aus dem Mittelmeer enthielt 6,6 Gramm.

Desshalb ist wohl auch die Vermuthung gerechtfertigt, dass ein Theil der von Organismen ausgeschiedenen Kieselsäure nicht nur der im Seewasser gelösten Kieselsäure entnommen ist. Bemerkenswerth scheint es unter diesen Umständen, dass die Diatomeen am zahlreichsten und am kräftigsten werden, wo niedrige Temperatur, geringer Salzgehalt und Flusstrübe zusammentreffen.

Es wird also eine kleine Menge Thon selbst nach den mittleren Regionen der grossen Meeresbecken gebracht. Aber da, wie wir noch

1) Murray & Renard, Chall. Deep Sea Dep., S. 287.

sehen werden, am Boden der Tiefsee vulkanisches Material zu Thon zersetzt wird, so lässt es sich nicht genauer bestimmen, wie viel Thonsubstanz als terrigen betrachtet werden darf.

II. Grösser ist die Menge terrigenen Materials am Boden der Meerestheile, welche von schwimmenden Eisbergen erreicht werden; denn alles erratische Gestein fällt beim Schmelzen derselben in die Tiefe. Man [1]) hat allerdings erratisches Material in der Tiefsee auch noch ausserhalb der gegenwärtigen Treibeisgrenze beobachtet, allein die diluviale Verbreitung der Eisberge muss doch auch aus anderen Gründen weiter gezogen werden. Die Verbreitung der Eisberge ist bekanntlich nur von dem Verlauf der kalten Meeresströmungen abhängig; infolgedessen finden wir sie im Allgemeinen (s. S. 79) auf der Westhälfte eines normalen Oceans, weiter nach dem Aequator vordringend, wie auf der Osthälfte. Grosse Blöcke von Syenit, Diabas, Basalt, Bruchstücke von Gneis, Glimmerschiefer, Quarzit und dolomitischem Kalk findet man zwischen Halifax und den Bermudas. Am 7. Mai wurde ein Syenitblock von 222 kg aus 2450 m heraufgebracht.

Zwischen den Bermudas und den Azoren fand sich glimmerhaltiger Sandstein- und Glimmerschiefer. Dem gegenüber ist die Thatsache bemerkenswerth, dass die Norwegische Expedition [2]) zwischen Skandinavien und Grönland keine gröberen erratischen Blöcke fand. Der grösste Stein in den untersuchten Grundproben wog 12 g.

Zwischen [3]) den Azoren und Frankreich fand der Talisman im Globigerinenschlick trilobitenhaltige Gesteine, und 1400 km von der europäischen Küste noch gekritzte Geschiebe.

Auf der südlichen Halbkugel fand der Challenger zwischen Tristan da Cunha und dem Capland gerundete und eckige Bruchstücke von Quarz, Orthoklas, Hornblende, Turmalin und Augit, bis 1 mm gross.

Zwischen Heard Isl. und Melbourne fand man in 3063 m mancherlei Felsarten, die theilweise ausgezeichnete Spuren des Eistransportes trugen. Der aus dem Schlamm herausragende Theil war mit einer Kruste von Manganperoxyd überzogen.

Die Ablagerungen längs der antarktischen Eisgrenze (Blauschlamm) gleichen in mancher Hinsicht den Sedimenten, die man in ähnlichen Tiefen an der atlantischen Küste von Britisch-Nordamerika gefunden hatte. Ein Gneisblock aus 3565 m wog über 20 kg. Manchmal mag terrigenes Material auch durch das Wurzelgeflecht von Treibholz, oder im Magen von Seehunden weit von der Küste verschleppt werden.

Die Verbreitung terrigenen Materials ist gering an steilen Küsten tropischer und subtropischer Länder; sie ist beträchtlicher an der Mündung grosser Flüsse, an den Küsten von Wüstenländern, und in abgeschlossenen Nebenmeeren. Am weitesten aber ist sie in dem Gebiet derjenigen Strömungen, welche vom Polarmeere aus Eisberge nach dem Aequator zu führen.

III. Eine dritte Quelle der Tiefseeabsätze sind festländische Pflanzen. Es ist eine seltsame Thatsache, dass benthonische Meerespflanzen, selbst wenn sie in der diaphanen Region der Flachsee reich

1) Murray & Renard, Chall. Deep Sea Deposits, S. 322.
2) Schmelk, Den Norske Nordhavs Expedition, IX, Chemi, S. 67.
3) Petermanns Mitth., XXX, S. 69.

entfaltet sind, doch in der benachbarten Tiefsee nicht zur Ablagerung gelangen; selbst das Pseudoplankton des *Sargassum* häuft sich nicht am Meeresboden an. Der Atlantikboden unter der Sargassosee ist[1]) mit feinem Bimsteinschlamm bedeckt.

Der Grund hierfür liegt in den Lufträumen, welche das Gewebe dieser Pflanzen enthält, und die dieselben nach dem Tod an die Meeresoberfläche bringen, wo die Algen und Seegräser passiv flottiren, bis sie ans Ufer geworfen werden oder ganz verwest sind. Kalkalgen andererseits finden sich nur in der Umgebung von Korallenriffen bis 3600 m tief zwischen Tiefseesedimenten in Bruchstücken.

Wenn wir also absehen von den noch zu besprechenden Planktonpflanzen, so gelangen Meerespflanzen selten in die Tiefsee, und eine Folge davon ist die meist helle, lebhafte Farbe der dort aufgelagerten Sedimente. Nur die Reste von Landpflanzen können einen bemerkenswerthen Antheil an den Tiefseeablagerungen nehmen, wenn auch nur an gewissen Stellen.

Beim[2]) Dredgen auf der Leeseite der Caraibischen Inseln fand der Blake grosse Mengen von vegetabilischer Substanz, vermischt mit terrigenem Material. Es war nicht selten, dass man 20 bis 30 km vom Land, und über 1800 m tief, Massen von Blättern, Bambusstücken, Zuckerrohr, Landschnecken u. s. w. heraufbrachte. Der Inhalt manchen Netzzuges würde einen Paläontologen in Verlegenheit gesetzt haben, denn zwischen den Tiefseeformen von Krebsen, Anneliden, Fischen, Echinodermen Spongien; und den Mango- und Orangeblättern, Bambusstengeln und Landschnecken, wäre es schwer zu entscheiden, ob eine Tiefsee- oder Landablagerung vorläge. Im fossilen Zustand würde man dieses Gemenge für die Ablagerung eines seichten Aestuarium umringt von Wäldern, gehalten haben, während es aus über 2000 m Tiefe stammte.

Viel[3]) zahlreicher waren derartige Beimengungen auf dem vom Albatros untersuchten Gebiet zwischen Californien, Mexiko und den Galapagos. Hier wurde kaum ein Netzzug gethan, ohne dass eine Menge Holz, mehr oder weniger frische Zweige, Blätter, Samen und Früchte in allen Stadien der Verwesung mit dem Globigerinenschlick aus Tiefen von 2000—3000 m heraufkamen.

IV. Auch **kosmischer Staub** wird in Tiefseeablagerungen gefunden. Bekanntlich fällt meteorischer Staub[4]) allenthalben auf die Erde herab. Zwischen[5]) den Keelingsinseln und Australien fiel 1858 ein Staubregen, der zum Theil aus kleinen, glänzenden hohlen Eisenkügelchen bestand.

Beim Durchtritt durch die irdische Atmosphäre umgeben sich meteorische Massen mit einer dünnen Schmelzrinde, die sie nach MURRAY dem Seewasser gegenüber sehr widerstandsfähig macht. Daher können sie am Meeresgrunde unzersetzt liegen bleiben.

1) PETERMANNS Mitth., XXX, S. 69.
2) AGASSIZ, Three Cruises of the Blake, I, S. 291.
3) AGASSIZ, Bull. Mus. Comp. Zool. XXIII, 1, II, S. 12.
4) NORDENSKJOELD, Poggend. Ann., CII, 1874, S. 154.
5) EHRENBERG, Zeitschr. f. Allg. Erdkunde 1858, S. 264.

Wenn[1] man aus einem marinen Sediment mit Hilfe eines Magneten die metallischen Bestandtheile herausliest, und unter dem Mikroskop betrachtet, so sieht man die meisten aus krystallisirtem Magnetit bestehen. Dazwischen aber findet man kleine magnetische Körnchen, welche keine krystallinischen Umrisse zeigen; zuerst schwarze Kügelchen mit oder ohne metallischen Kern, sodann braune Kügelchen von krystallinischer Struktur.

Die schwarzen Magnetkügelchen werden selten grösser als 0,2 mm. Ihre Oberfläche ist von einem dünnen glänzenden Ueberzug bedeckt. Bisweilen hängen zwei Kügelchen zusammen. Im Innern befindet sich ein metallisch glänzender Kern von metallischem Eisen oder von Schreibersit (Ni_2Fe_4P). Spuren von Kobalt und Nickel wurden darin gefunden. Nach diesen und anderen Charakteren darf man sie wohl zu den holosideritischen kosmischen Gebilden rechnen.

Braune Kügelchen, ganz von den Charakteren chondritischer Meteoriten, und von 0,2 bis 1 mm Durchmesser, bestehen aus monoklinen Lamellen, und zeigen eine bronzene Farbe mit metallischem Glanz.

Solche kosmische Staubtheile wurden in grosser Häufigkeit im Rothen Thon des mittleren und südlichen Pacifik gefunden, an Stellen, grösster Entfernung vom Festlande. Obwohl man sie in allen Sedimenten findet, so sind sie am zahlreichsten da, wo die Sedimentation am Langsamsten erfolgt.

V. Betheiligen sich vulkanische Sedimente an der Bildung von Tiefseeablagerungen. Wir haben schon früher auf die weite Verbreitung des vulkanischen Sandes und des Bimsteins in allen marinen Sedimenten hingewiesen. Bimstein und lockere Asche werden fern von allen Vulkanen den Ablagerungen beigemengt, und indem sie durch das Seewasser chemisch zersetzt werden, entsteht ein feiner Thon, der allen marinen Sedimenten beigemischt ist. Der Thongehalt kann sich relativ steigern durch die Auflösung der kalkigen organischen Reste, und so leiten alle Uebergänge von dem Globigerinenschlick bis zu dem kalkfreien Rothen Thon der Tiefsee.

Alle Tiefseethone enthalten eine grosse Zahl von glasigen oder mineralischen Theilchen, und deshalb schmelzen sie vor dem Löthrohr leicht zu einer schwarzen Perle. Die amorphe Masse, welche man in diesen Absätzen beobachtet, wird als Thonsubstanz betrachtet; sie besitzt sehr unbestimmte Eigenschaften, ähnelt einer Leimsubstanz, hat keine bestimmte Form, ist vollkommen isotrop, gewöhnlich farblos und bildet eine gelatinöse Masse, welche die anderen Körperchen verbindet und zusammenhält. Bei solchen unbestimmten physikalischen Charakteren wird es sehr schwierig, selbst nur annähernd die Menge amorpher Thonsubstanz in einer Grundprobe zu schätzen. Selbst eine sehr geringe Menge dieser schleimigen Substanz mag einem kalkigen oder kieseligen Sediment einen thonigen Charakter geben, besonders dann, wenn die Mineralpartikelchen desselben von geringer Grösse sind.

Als „Fine Washing“ oder Thongehalt, nimmt dieser, aus einem untrennbaren Gemisch von kleinsten Mineralkörnchen und amorphen

---

1) MURRAY & RENARD, Chall. Deep Sea Deposits, S. 327.

Thonflöckchen bestehende, Material einen beträchtlichen Antheil an der Zusammensetzung der Tiefseesedimente

In	Rothen Thon	findet	man	80—95	%	Thongehalt
„	Radiolarienschlick	„	„	17—67	„	„
„	Diatomeenschlick	„	„	13—28	„	„
„	Globigerinenschlick	„	„	10—48	„	„
„	Pterpodenschlick	„	„	Spuren—42	„	„
„	Blauschlamm	„	„	16—97	„	„
„	Rothschlamm	„	„	28—68	„	„
„	Grünschlamm	„	„	24—48	„	„
„	Grünsand	„	„	12	„	„
„	Vulkanischem Schlamm	„	„	15—60	„	„
„	Vulkanischem Sand	„	„	2—19	„	„
„	Korallenschlamm	„	„	8—21	„	„
„	Korallensand	„	„	4	„	„

VI. Die wichtigste Rolle, nächst dem Thon, spielen aber die Reste von Planktonorganismen. Das offene Meer, das Reich der pelagischen Flora und Fauna, das in den Lebensbezirken des Meeres eine so hervorragende Rolle einnimmt, das in seiner Planktonflora eine unversiegbare Nahrungsquelle für alle anderen Lebensbezirke bietet, ist kein Faciesbezirk im lithogenetischen Sinne. Wohl beherbergt das offene Meer eine Fülle schwebender und treibender Organismen, aber es hat als solches keine Grenzen und keinen Boden. Die pelagischen Organismen können im Litoral, in der Flachsee, in Aestuarien, in Archipelen und in der Tiefsee zur Ablagerung kommen, aber niemals im bodenlosen Lebensbezirk des offenen Meeres. Denn solange sie im Wasser desselben schweben, sind sie ruhelos, werden sie von jeder Strömung, jeder Welle bewegt, können sie sich nicht definitiv anhäufen und ablagern. Da nun eine Ablagerung folgerichtig nur nach dem Bezirk benannt werden darf wo sie zur Auflagerung, zum Absatz gelangt, nicht nach dem Ort, wo das Sedimentmaterial entsteht, so können wir von „pelagischen Sedimenten“ eigentlich nicht sprechen, denn die Reste pelagischer Thiere und Pflanzen werden nicht im offenen Meere, sondern am Litoral, in der Flachsee oder in der Tiefsee abgelagert.

Von den früher (S. 139—143) aufgezählten Planktonpflanzen haben folgende ein grösseres Interesse für die Tiefseeabsätze:

als Kalkbildner: die Calcocyteen
als Kieselbildner: die Diatomeen.

Die Calcocyteen[1]) fehlen, oder sind selten in den durch Flusswasser erreichten Küstenregionen.

In den Polarmeeren finden sich pelagische Algen, die keine besonderen Kalkgebilde ausscheiden. *Rhabdosphaera* ist am meisten verbreitet in den äquatorialen und tropischen Zonen. Obwohl *Coccosphaera* den warmen Gebieten nicht fehlt, so erreicht sie doch ihre Maximalverbreitung in den gemässigten Zonen.

---

1) Wallich, Annales Mag. Natural History, 3 Ser., VIII, S. 53.
O. Schmidt, das., 4. S., X, S. 359.
O. Schmidt, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. Wien 1870, II, S. 669.
v. Guembel, Geologie von Bayern, I, S. 57.
Murray & Renard, Deep Sea Deposits, S. 257.

Zwischen Sydney und Neuseeland bildeten Coccolithen 20% des Sedimentes in 750 m.

Die Diatomeen[1]) finden sich fast in allen marinen Sedimenten. Doch fehlen sie vollkommen in manchen Pteropoden- und Globigerinenschlicken und Korallenschlammen. Auch im eigentlichen Tiefseethone sind sie überaus selten, oder fehlen überhaupt.

Von den Planktonthieren sind verbreitet:

als Kalkbildner: Foraminiferen
Pteropoden
Ostrakoden
als Kieselbildner: Radiolarien.

Nächst dem rothen Tiefseethon ist in der Tiefsee der Foraminiferenreiche Globigerinenschlick am weitesten verbreitet. Nahe der Küste und im Polarmeere wird ihre Menge verdeckt durch die terrigenen Beimengungen, aber am Boden des offenen Meeres, nach dem nur geringe Spuren festländischer Sedimente gelangen, überwiegen die Schaalen der pelagischen Foraminiferen so sehr, dass man nach ihnen das ganze Sediment benennen muss. Sie sind häufig von 360 –5400 m in allen wärmeren Regionen. Nach der Küste zu ist ihre Seltenheit nur scheinbar, denn dort werden relativ viel mehr klastische Ablagerungen gebildet, und andererseits ist ihr Mangel in den Absätzen der grössten Meerestiefen ein nachträglich, durch die Lösung aller Kalkreste, entstandener. Am häufigsten ist *Globigerina,* dann *Orbulina* und *Pulvinulina.*

Die Pteropodenschaalen sind häufig in manchen tropischen Sedimenten in geringeren Tiefen. In den Polarmeeren fehlen sie, in grösseren Tiefen werden sie ebenso wie die Foraminiferen aufgelöst.

Von Ostracoden sind *Krithe producta,* und 3 Arten von *Cythere* in allen Tiefseesedimenten beobachtet worden.

Die Radiolarien sind im offenen Meere überall verbreitet, doch werden die Skelette der Acantharien leicht zerstört und finden sich nicht in den Sedimenten. Auch die Phaeodarien sind relativ selten. Nur die Spumellarien und Nasselarien sind sedimentbildend. Sie finden sich in terrigenen Ablagerungen zu 2—3%, und nur am Boden der grössten Oceanbecken besteht das Sediment aus 10 –70° Radiolarienskeletten (vergl. S. 233).

VII. Auch die Reste von Nektonthieren betheiligen sich natürlich an der Bildung von Tiefseeablagerungen. Von Cephalopoden scheinen die Kiefer ziemlich häufig zu sein, denn gelegentlich findet man sie sogar in der Grundprobe der Lothröhre, und wenn eine grössere Menge von Tiefseeschliek geschlämmt wird, kann man sie oft im Rückstand beobachten.

Im Verhältniss zu der ungeheuren Zahl von Fischen, die alle Theile des Oceans bewohnen, sind ihre Reste in Tiefseeabsätzen überaus spärlich. Der Challenger fand einmal bei Japan in 3428 m zwei Fischwirbel, und zwei andere Male eine Scapula und einen Wirbel. Dagegen sind Otolithen häufig, und die Zähne von Selachiern findet man an manchen Stellen der Tiefsee zahlreich. Allerdings ist hier von denselben nur der Schmelz erhalten, während das Vasodentin und das

1) Murray & Renard, Deep Sea Deposits, S. 282.

Cäment verschwunden ist. Diese Zähne gehören zu *Oxyrhina, Lamna, Carcharodon*, vielleicht auch zu *Corax, Ototus, Tetradon, Galeus, Hemipristis*. An Station 285 fand der Challenger in 4343 m über 1500 grössere Zähne neben unzähligen kleineren Zahnresten. Der grösste Carcharodonzahn war 83 mm breit und 64 mm lang.

Zusammen mit den erwähnten Haifischzähnen fanden sich auch Walknochen, und zwar hauptsächlich die *Bulla tympanica*, seltener andere Theile von *Ziphius cavirostris, Mesoplodon, Delphinus, Globiocephalus, Balaenoptera antarctica* und *B. rostrata*.

VIII. Die Reste von benthonischen Thieren des Tiefseebodens sind naturgemäss häufig in Tiefseeablagerungen. Foraminiferen, Spongien, Korallen, Alcyonarien, Anneliden, Krebse, Echinodermen, Bryozoen, Brachiopoden, Gastropoden und Muscheln, sie alle nehmen Theil an der Bildung derjenigen Ablagerungen auf denen sie leben. Sie liefern Kalk- und Kieselsäure, Phosphate und organische Verbindungen, die wir in den Absätzen der Tiefsee nachzuweisen im stande sind. Nur benthonische Meerespflanzen fehlen, wie schon früher erwähnt in der Tiefsee.

Betrachten wir jetzt den Ablagerungsort der eigentlichen Tiefseeabsätze, so ist es bemerkenswerth, dass dieselben oft dicht am Rand der Festländer gefunden werden. In der Regel schiebt sich zwar zwischen Festland und Tiefsee ein breiter Gürtel von Litoral- und Flachseeablagerungen. Aber diese Zone, die in den kälteren Meeren ziemlich breit ist, verschmälert sich nach dem Aequator zu immer mehr, und ist innerhalb der Wendekreise so schmal, dass oftmals der kalkarme Tiefseethon ganz nahe an das Litoral herantritt. Südlich von Java ist sogar der Radiolarienschlick ungemein küstennahe. Tiefseeablagerungen[1]) bilden sich gegenwärtig oft nahe an der Küste, besonders in vulkanischen Regionen. Längs der ganzen Küste des Atlantik von Bahama bis St. Thomas ist die Continentallinie 30 km von der 3600 m Linie entfernt. Desshalb darf man nicht schliessen, dass eine küstennahe Ablagerung nothwendig auch eine Seichtwasserbildung sein müsse. Gegenüber dem raschen Facieswechsel, welcher für die Regionen der Flachsee bezeichnend ist, zeichnen sich alle recenten Tiefseeabsätze durch grosse Verbreitungsgebiete und sehr allmälige Faciesübergänge aus. Wenn wir die Umgebung der Archipele ausnehmen, ist der Boden der Tiefsee auf unermessliche Strecken mit gleichartigen, oder nur wenig wechselnden Ablagerungen bedeckt. Das ganze Gebiet des Pacifik ist von Rothem Tiefseethon eingenommen, welchem inselgleich einige kalkreichere Gebiete von Globigerinenschlick und Radiolarienschlick eingefügt erscheinen. Andererseits ist der Atlantik mit vorwiegend kalkreichen Globigerinenschlick bedeckt, und nur einzelne grössere Tiefen zeigen Uebergänge in kalkarmen Tiefseethon. Selbst wenn wir erwägen, dass die Flachsee relativ besser untersucht ist, so fällt doch die weite Verbreitung der Tiefseeablagerungen gegenüber dem raschen Facieswechsel in der Flachsee jedem Beobachter auf. Es besteht in dieser Hinsicht eine merkwürdige Homologie in den bionomischen und den lithogenetischen Verhältnissen. Die Flachsee zeigt eine rasch wechselnde Fauna und Flora, und einen

1) Agassiz, Blake I, S. 143.

häufigen Wechsel der Bodenbeschaffenheit; die Fauna der Tiefsee ist kosmopolitisch über die ganze Erde verbreitet, ebenso wie ihre Ablagerungen auf unermessliche Strecken nur sehr geringen Veränderungen unterworfen sind.

Die geringe Veränderlichkeit der physikalischen Umstände der Tiefsee findet auch ihren Ausdruck in der häufig beobachteten Diagenese der Tiefseeablagerungen. Das Wasser der Tiefsee steht unter einem hohen Druck, es ist fast unbewegt, und die Bildung der Tiefseesedimente erfolgt so ungemein langsam, dass das Seewasser viel Zeit hat, um die Sedimente zu verändern.

Eine der ersten Folgen dieser Umstände ist die Lösung aller Kalkreste durch das Seewasser:

Die [1]) lösende Thätigkeit des Seewassers wird belegt durch die Pteropodenschaalen, welche in allen Stadien des Zerfalls und der Lösung ein wichtiges Element der tieferen Ablagerungen des Golfes von Mexiko sind.

Das [2]) allmälige Verschwinden des kohlensauren Kalkes in Tiefseeablagerungen wird am besten durch eine Tabelle erläutert, welche 231 Grundproben nach Tiefen von je 500 Faden (= 914 m) folgendermassen angeordnet:

Zahl der Grundproben.	Tiefe in Faden.	Kalkgehalt in %
14	1—500	86,04
7	500—1000	66,86
24	1000—1500	70,87
42	1500—2000	69,55
68	2000—2500	46,73
65	2500—3000	17,36
8	3000—3500	0,88
2	3500—4000	0,00

Die krystallographische Struktur des Kalkes als Calcit oder Aragonit spielt dabei keine Rolle, denn alle Reste verschwinden mit zunehmender Tiefe.

Es bedarf keiner näheren Begründung, dass das „marine Grundwasser“ am Boden der Tiefsee eine ganz besonders wichtige Rolle spielt, und dass in der obersten Sedimentschicht die Beschaffenheit des Seewassers so wesentlich verändert wird, dass aus demselben überall chemische Niederschläge erfolgen. Diese Niederschläge bilden an manchen Stellen ein Cäment und bewirken eine Verhärtung der Absätze. Unter 54° N. Br. und 158° W. L. fand die Tuscarora [3]) in 6207 m harten Grund.

Zwischen [4]) 900 und 2200 m fand der Albatros im Gebiet des Golfstromes oft zähen compakten Thon, der so erhärtet war, dass grosse eckige Stücke, oft über 25 kg schwer im Netz heraufgebracht wurden. Mit dem Messer geschnitten, haben sie die Consistenz von Seife, und zeigen Flecke von dunkelgrüner, oliven- oder blaugrüner Farbe. Sie bestehen aus reinem Thon, gemischt mit etwas Sand, und

1) Agassiz, Blake I, 147. Anm.
2) Murray & Renard, Deep Sea Deposits, S. 279.
3) Boguslawsky, Verh. d. Ver. für Erdkunde. Berlin 1875, II, S. 83.
4) Verill, Americ. Journal 1884, II, S. 379.
Annalen für Hydrographie 1885, S. 622.

mikroskopischen Körnern von Quarz, Feldspath, Glimmer, sowie einigen Foraminiferenschaalen.

Auch die Bildung von neuen Mineralien gehört unter dieselben Vorgänge:

Das wasserhaltige Silikat Phillipsit[1]) findet sich in freien Krystallen in rein pelagischem Material, vergesellschaftet mit dem Material recenter vulkanischer Ausbrüche.

Phillipsit findet sich am meisten in Rothem Thon, seltener in Radiolarienschlick und nur ausnahmsweise in Globigerinenschlick. Der Challenger fand ihn im Pacifikbecken von den Sandwichsinseln bis Juan Fernandez, die Egeria im mittleren Indik. Zusammen mit ihm findet man basische, vulkanische Glassplitter und Lapilli, und die Vermuthung liegt nahe, dass er aus deren Zersetzung hervorgegangen ist.

Noch häufiger sind in Tiefseeablagerungen Concretionen, die sich in dem ruhigen Wasser langsam und ungestört bilden konnten:

An[2]) der Südküste von Neuengland wurden bis 30 kg schwere Concretionen in 1170 m Tiefe gedregt, bestehend aus Kieselkörnchen, durch Kalk verkittet.

Das Vorkommen von Baryumconcretionen haben wir schon S. 699 erwähnt.

Am häufigsten sind aber Manganconcretionen in den Tiefsee.

Manganhydrate[3]) in Verbindung mit Eisenhydraten gehören zu den am meisten verbreiteten Stoffen in marinen Sedimenten, sind aber besonders häufig in den Regionen der Tiefsee. An gewissen Stellen sind sie besonders angehäuft in Gestalt von Körnern und Knollen. Sie finden sich im Atlantik 767 m bis 5211 m tief, im südlichen Indik und Antarktischen Ocean 2926 m bis 4754 m tief, im Pacifik 767 m bis 8183 m. Aehnliche Manganknollen wurden durch BUCHANAN im Loch Fyne bei Glasgow 190 m tief gefunden. Vergl. S. 700.

Am ausgedehntesten sind ihre Verbreitungsgebiete im Pacifik und Indik, wo gelegentlich ein einziger Netzzug mehrere hundert Knollen zu Tage förderte. Im Atlantik dagegen findet man sie meist auf engerem Raum und in der Nähe vulkanischer Inseln.

Die Form der Manganconcretionen ist grossem Wechsel unterworfen. Bisweilen bedecken sie feste Tuffmassen, Felsstücke, Sedimente, Korallenäste oder andere Hartgebilde; an anderen Stellen, in seichtem Wasser am Abhang vulkanischer Inseln erhielt man nur Bruchstücke ungeheuer grosser Concretionen. Die überwiegende Mehrzahl aber sind rundliche Massen von 1—15 cm Durchmesser. Die zusammen gefundenen Concretionen haben viel Uebereinstimmendes, und unterscheiden sich von den Funden anderer Lokalitäten, so dass man bei einiger Uebung aus der Form den Fundort bestimmen kann.

In vielen Fällen hängt die äussere Form von der Gestalt des Kernes ab, doch giebt es Ausnahmen, besonders wenn sie aus mehreren Einzelknollen zusammengewachsen sind. Die Oberfläche ist bedeckt mit allerlei Rauhigkeiten und Warzen, welche auf der im Sediment steckenden unteren Seite gewöhnlich mehr hervortreten. Bisweilen

---

1) CHALLENGER, Deep Sea Deposits, S. 400.
2) AGASSIZ, Three Cruises of the Blake, I, S. 273.
3) CHALLENGER, Deep Sea Deposits, S. 341.

kann man keinen Kern erkennen, und solche Knollen sind nach Innen zu besonders dunkelfarbig, sonst ist gewöhnlich ein Kern von Carbonaten, Phosphaten oder Silikaten vorhanden.

Bimstein und glasige Lapilli bilden am häufigsten den Kern, dann folgen Knochen und Zähne von Fischen und Walen.

Concentrische Schaalen sind entweder durch verschiedene Färbung markirt, oder die ganze Knolle besteht aus umeinander gelegten Rinden.

Wechselnd wie das mikroskopische Bild auf dem Querschliff ist auch die chemische Beschaffenheit:

Glühverlust: 4,7—24,8.

Löslich in Salzsäure:

SiO_2	: 2,3—36,3	Ca_32PO_4	: Spuren—2,6
Al_2O_3	: 0,3— 9,5	$MgCO_3$	: 0,6 —4,9
Fe_2O_3	: 5,8—45,0	CuNiCo	: Spuren—0,25
MnO_2	: 1,9—63,0		
$CaCO_3$	: 0,9—11,5		
$CaSO_4$	: Spuren— 2,6.		

Unlöslich in Salzsäure:

SiO_2	: 1,3—18,4
Al_2O_3	: 0,3— 4,7
Fe_2O_3	: 0,6— 3,4
CaO	: 0,2— 2,6
MgO	: 0,1— 0,7

Zahlreiche Analysen zeigen, dass wir es mit einem wasserhaltigen Manganoxyd zu thun haben, gemischt mit wechselnden Mengen von Limonit, Thon und anderen erdigen oder sandigen Substanzen.

Nach MURRAY entstanden die Manganknollen hauptsächlich aus der Zersetzung der mehr basischen vulkanischen Gesteine und Mineralien, mit denen sie fast immer in Tiefseesedimenten zusammen auftreten. Die Mangan- und Eisentheile dieser Gesteine und Mineralien wurden zuerst in Carbonate übergeführt, darauf in Oxyde, welche bei ihrer Ausscheidung aus der Lösung in dem wässerigen Schlick, eine concretionäre Form um Fremdkörper herum annahmen.

Ihre Bildung muss überaus langsam erfolgen, und entspricht den im Allgemeinen langsam sich vollziehenden Vorgängen der Sedimentation am Boden der Tiefsee.

Die Geschwindigkeit der Bildung von Tiefseeabsätzen wird in der Regel sehr überschätzt. EHRENBERG[1]) hat meines Wissens zum ersten Male das Bild eines Schneefalles dafür angewandt, und dieses Bild hat der Annahme Vorschub geleistet, dass in einem Jahr z. B. ebensoviel Globigerinenschlick am Meeresboden gebildet würde, wie Schnee in der gemässigten Zone. Zwar sagt EHRENBERG dort: „Giebt es aber eigenthümliche Lebensformen in der Tiefe, so ist daran festzuhalten, dass jede alleinige Vergleichung mit einem Schneefalle, eine in Irrthum führende ist“, aber das poetische Bild war mächtiger als diese Einschränkung und hat die Ansichten vielfach beherrscht.

Gegenüber der relativ raschen Ablagerung von Litoral- und Flachseesedimenten, werden die Tiefseeabsätze in sehr langsamen Tempo ge-

1) EHRENBERG, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. Berlin 1857, S. 568.

bildet. Unter gewissen Voraussetzungen können wir, wenn nicht die absolute, so doch die relative Geschwindigkeit oceanischer Ablagerungen berechnen.

Wir nehmen an, dass in der ostaustralischen Korallensee, zwischen Sydney, Neuhebriden und Neuguinea, überall die Ablagerung von pelagischen Foraminiferen und von pelagischem Thon mit derselben Geschwindigkeit erfolgt. Der Challenger hat in diesem Gebiet folgende Lothungen gemacht:

Station Nr.						
163 A.	185	184	183	182	181	180
Tiefe in Metern:						
Port Jakson	246 m	2560 m	3108 m	4160 m	4462 m	4480 m
Sediment:						
Blau-Sand	Kor.-Sand	Glob.-Schl.	Glob.-Schl.	Glob.-Schl.	R. Thon	R. Thon
Kalkgehalt:						
42 %	87 %	53 %	54 %	50 %	32—6 %	1 %
unlöslich in HCl:						
58 %	13 %	47 %	46 %	50 %	68—94 %	99 %
Thongehalt:						
—	3 %	43 %	42 %	46 %	92 %	96 %
Globiger.-Gehalt:						
1 %	40 %	40 %	50 %	40 %	28—5 %	1 %

Wenn wir jetzt Nr. 183 als normalen Globigerinenschlick betrachten, und mit MURRAY annehmen, dass der geringe Kalkgehalt der Proben 182, 181 und 180 durch Auflösung von pelagischen Foraminiferen, die dem Thon in gleichen Verhältniss wie in 183 beigemischt waren, entstanden ist; wenn wir andererseits annehmen, dass in der Küstenzone von 163 A der Absatz von Globigerinen in demselben Masstab erfolgt wie in 183, so erhalten wir folgende Werthe: Während auf Station 163 A in der Zeiteinheit 1000 mm Blausand gebildet werden, entstehen bei 183 gleichzeitig nur 20 mm Globigerinenschlick und bei 180 nur 9 mm Rother Thon.

Obwohl jede derartige Berechnung immer fehlerhaft bleibt, so lehrt sie doch, dass die Ablagerungen der Tiefsee unverhältnissmässig viel langsamer erfolgen, wie die gleichzeitigen Absätze der Flachsee.

Aber die genannte Lothreihe ist auch noch von einem anderen Gesichtspunkt aus lehrreich. Nr. 163 A und 180 enthalten beide 1 % Globigerinenschaalen. Aber in Nr. 163 A entsteht dieses Verhältniss dadurch, dass 100 mal mehr Blausand abgelagert wird, während der geringe Kalkgehalt von 180 dadurch entstand, dass 49 % Kalk nachträglich gelöst wurde. Das endgiltige Verhältniss der einzelnen Bestandtheile einer Tiefseeablagerung entspricht also nicht dem Verhältniss in dem die Bestandtheile gebildet und abgelagert wurden, sondern es entsteht durch chemische Veränderung, durch Auslese, nachträglich. Besonders mit Rücksicht auf den Kalkgehalt von Tiefseeablagerungen, müssen wir immer bedenken, dass die Menge des gebildeten Kalkes keineswegs der Menge des bleibenden Kalkes entspricht, und dass der Kalkgehalt einer Flachseeablagerung mit dem eines abyssalen Sedimentes direkt nicht verglichen werden darf.

Im[1]) Golfstromgebiet ist die Abwesenheit thoniger Substanzen von 110— 270 m bemerkenswerth. Mit der Tiefe wächst der Thongehalt aber bedeutend, und beträgt in 730 m 10 %, in 2370 39 % der Gesammtmasse.

Dieses Verhältniss entsteht aber nicht dadurch, dass mit zunehmender Tiefe mehr Thon gebildet wird, sondern es entspricht der intensiven Auflösung des dort vorhandenen organischen Kalkes.

Nach dem Vorgang von MURRAY und anderen Autoren[2]) unterscheiden wir 6 verschiedene Tiefseeablagerungen: Globigerinenschlick, Bilokulinenschlick, Pteropodenschlick, Diatomeenschlick, Radiolarienschlick und Rothen Tiefseethon. Da wir die vulkanischen und Korallenarchipele besonders behandeln, so scheiden wir die dort gebildeten abyssalen Sedimente hierbei aus.

Auf den lithologischen Meeresbodenkarten von MURRAY, AGASSIZ, SCHMELK, ROHRBACH u. a. werden diese verschiedenen Sedimente nicht nur mit verschiedenen Farben ausgeschieden, sondern sie werden meist durch scharfe Grenzen voneinander getrennt. Und durch diese scharfen Grenzen wird die Meinung erweckt, als ob die abyssalen Sedimente einen deutlichen Facieswechsel erkennen liessen. Dagegen müssen wir besonders betonen, dass jene Faciesgrenzen nur eine technische Erleichterung der dargestellten Verhältnisse sind, dass in der Natur ein Tiefseesediment ganz allmälig in das benachbarte übergeht. Nur in der Umgebung der Archipele beobachtet man einen rascheren Facieswechsel, und deshalb haben wir diese auch besonders geschildert.

1. Der Globigerinenschlick wurde im Atlantik 1853 durch BERRYMANN zuerst gefunden, und von EHRENBERG und BAILEY beschrieben. Wenn man alle Sedimente, welche 10 % Globigerinen enthalten, als Globigerinenschlick bezeichnen wollte, so würde er das verbreitetste Sediment der Erde sein.

MURRAY beschränkt den Namen auf 30 % und mehr Kalkgehalt, vornehmlich zusammengesetzt aus den Schaalen von pelagischen Foraminiferen.

Die Farbe des Globigerinenschlickes ist weiss, gelblich, röthlich, braun oder grau, je nach der Natur der beigemengten Substanzen. Bisweilen sieht er scheckig aus durch den Gehalt an Mangankörnern, vulkanischer Asche, Lapilli und Bimstein. Er ist feinkörnig und homogen. In tropischen Breiten kann man viele Foraminiferen mit blossem Auge sehen; im trockenen Zustand stäubt er gewöhnlich, doch in manchen Proben ist er zusammenhängender. Er findet sich in

---

1) AGASSIZ, Blake I, S. 274.
2) EHRENBERG, Sitzungsber. Acad. d. Wissensch. Berlin 1847, S. 56.
MURRAY, Proc. Roy. Soc. 1868, No. 107.
WALLICH, das. 1869, No. 121.
GWYN JEFFREYS & CARPENTER, das. Bd. XXV, No. 173.
v. GUEMBEL, Neues Jahrbuch für Min. 1870, S. 753.
TOULA, Mitth. d. Geogr. Ges. Wien 1875, S. 40.
MURRAY, Americ. Journal 1876, S. 255.
MURRAY, Proc. Roy. Soc. Edinburgh 1876/77, XXIV.
PAUL, Jahrb. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1878, S. 435.
MURRAY & RENARD, Neues Jahrb. für Min. 1886, S. 228, 232.
VERRIL, Ann. Nat. Hist. 1885, Ref. Neues Jahrbuch für Min. 1887, I, S. 127, und die im Text citirten Abhandlungen.

typischer Ausbildung von 732 m bis 5348 m. Der Challenger fand ihm am häufigsten in 2700 m bis 4500 m. Obwohl die Hauptmasse aus den Schaalen von Foraminiferen besteht, so nehmen an der Zusammensetzung doch auch pelagische Algen und Mollusken, benthonische Foraminiferen, Mollusken, Echinodermen, Anneliden, Korallen, Bryozoen theil.

Der Kalkgehalt schwankt zwischen 30 % und 97 %, der grösste Kalkgehalt findet sich in geringen Tiefen. Daran betheiligen sich planktonische Foraminiferen mit 25—80 %, nehmen aber den grössten Antheil an der Bildung. Nach den Angaben MURRAYS sind es folgende, im MUELLERschen Netz an der Meeresoberfläche gefundene Arten:

Globigerina sacculifera Br. — *Hastigerina pelagica* d'Orb.
— *aequilateralis* Br. — *Pullenia obliquiloculata* P. J.
— *conglobata* Br. — *Sphaeroidina dehiscens* P. J.
— *dubia* Egger. — *Candeina nitida* d'Orb.
— *rubra* d'Orb. — *Cymbalopora bulloides* d'Orb.
— *bulloides* d'Orb. — *Pulvinulina menardii* d'Orb.
— *inflata* d'Orb. — — *tumida* Br.
— *digitata* Br. — — *canariensis* d'Orb.
— *cretacea* d'Orb. — — *micheliniana* d'Orb.
— *Dudertrei* Br. — — *crassa* d'Orb.
Orbulina universa d'Orb.

Andere organische Reste betheiligen sich mit 1—32 % an dem Kalkgehalt.

Nach Behandlung mit Salzsäure bleibt ein meist brauner, seltener rother, chokoladfarbener rothbrauner, röthlicher, hellbrauner, schwarzer, grauer oder grüner Rückstand übrig.

Derselbe besteht aus 1—10 % kieseligen Skeletten von Radiolarien, Spongien, Diatomeen, Sandforaminiferen, und 1—50 % mineralischen Beimengungen.

In den reinsten Proben von Globigerinenschlick sind nur wenige Bruchstücke von Feldspath, Augit oder Hornblende, Magnetit, vulkanischem Glas, Thon, Eisenoxyd oder Manganoxyd enthalten; seltener sind Quarz, Glimmer, Sanidin, Olivin, Glaukonit, Palagonit, Enstatit, Bronzit, Pyroxen, Granat, Aktinolith, Turmalin, Zirkon, Mikroklin, Serpentin, Phillipsit und Manganknollen.

Mit zunehmender Tiefe vermehrt sich der feinvertheilte Gehalt kleinster Kalkstäubchen, welche in 1—65 % vorhanden sind, während umgekehrt mit zunehmender Tiefe die Grösse und Häufigkeit der mineralischen Gemengtheile abnimmt.

Thierisches Leben ist auf Globigerinenschlick reicher, als auf Tiefseethon und Radiolarienschlick.

Oftmals ist dem Globigerinenschlick ein Gehalt an Rothem Thon beigemengt.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Globigerinenschlickes ist der Atlantik, dessen Fläche wesentlich von ihm bedeckt wird. In den anderen Oceanen ist er ebenfalls weitverbreitet, doch fällt seine Verbreitung mit der des wärmeren Seewassers zusammen, und der Golfstrom bringt ihn weit hinein in das nördliche Eismeer.

Pulvinulina menardii fehlt im Globigerinenschlick zwischen Bermudas, Azoren und Madeira. Südlich davon findet sie sich häufig.

Den Gehalt an festländischen Pflanzen im Globigerinenschlick des östlichen Pacifik und des Caraibischen Meeres haben wir schon S. 954 erwähnt.

Unter 19° S. Br. und 177° Oe. L. fand der Challenger im Globigerinenschlick in 2468 m zum Theil verkohlte Baumstämme. Unter 12° S. Br. und 145° Oe. L. in 2560 m Nüsse von Cocos.

Der Albatros[1]) fand im Gebiet des Golfstromes in Tiefen von 3600—5500 m keinen Rothen Thon, dagegen überall echten Globigerinenschlick.

2. Zwischen[2]) Norwegen und Spitzbergen besteht der Meeresboden in 700—900 m Tiefe aus einem braunen Thon, der allmälig übergeht in ein *Biloculina*reiches Sediment, das sich bis in über 3600 m Tiefe findet. Der Biloculineuschlick variirt von hellbraun bis dunkelbraun und zeichnet sich durch einen oft bedeutenden Gehalt an Foraminiferen aus. Freilich lässt sich der Foraminiferengehalt desselben mit dem des atlantischen Globigerinenschlickes nicht vergleichen, denn gewöhnlich kommen nur 2 Biloculinen auf 1 ☐cm Schlamm. Der Kalkgehalt beträgt demgemäss 6—55%. Ausser *Biloculina* finden wir darin *Globigerina*, *Lituola*, *Nonionina* und sandige Foraminiferen. Die kieseligen Reste von Thieren sind nicht besonders häufig. Dagegen besteht ein grosser Theil des Sedimentes aus feinen Quarzsplittern, zwischen denen etwas grössere gerundete Theilchen liegen. Bimstein ist selten darin, dagegen sind schwarzrindige Concretionen nicht selten, die aus der Zersetzung von Bimstein hervorgegangen sein mögen. Der braune Biloculinenschlick bildet eine relativ dünne Oberflächenschicht, die in geringeren Tiefen als dünne Decke auf grauem Thon liegt, während ihre Mächtigkeit nach der Tiefe zu allmälig zunimmt, so dass dort das Loth nur ein Sediment heraufbrachte. An gewissen Lokalitäten scheint durch sekundäre indirekte Schichtung (s. S. 632) eine Scheidung in eine obere feine braune Thonschicht ohne Kalkschaalen, und eine untere foraminiferenreiche poröse Schicht eingetreten zu sein.

3. Obwohl Pteropoden im Plankton aller tropischen und subtropischen Meere häufig sind, so finden sich doch ihre Schaalen und der Pteropodenschlick nur in den Absätzen geringerer Tiefen. Die Schaalen von *Limacina, Peraclis, Cuvierina, Clio, Cavolinia* (und von *Carinaria, Atlanta, Oxygyrus*) mengen sich den Absätzen der Tiefsee bei, und sobald ihre Zahl eine erhebliche ist, so spricht man von Pteropodenschlick.

Er findet sich von 712 m bis 2788 m. Der Kalkgehalt schwankt zwischen 52% und 98%, darunter können bis 30% Pteropodenschaalen sein, während 47% pelagische, 3% benthonische Foraminiferen, und 28% andere Kalkreste beigemischt erscheinen.

Der Lösungsrückstand nach Behandlung mit Salzsäure beträgt gegen 20%. Kieselige Reste finden sich in 1 bis 20%.

1) Annalen für Hydrographie 1885, S. 622.
2) Schmelk, Den Norske Nordhavs Exp., IX, S. 49.

Vom Globigerinenschlick, dem der Pteropodenschlick sonst sehr ähnelt, unterscheidet er sich, nächst dem Gehalt an Pteropoden, durch die geringeren Mengen des unlöslichen Rückstandes und durch die starke Betheiligung anderer kalkabscheidender Organismen.

Pteropodenschlick und Globigerinenschlick vertreten sich oft. So findet sich südlich der Breite [1]) von Charleston heller Pteropodenschlick, nördlich aber dunkelgrüner Globigerinenschlick.

Pteropodenschlick wurde vom Challenger nur im Atlantik gefunden. Am typischsten wurde er auf der mittleren Bodenschwelle gefunden, welche das Meer zwischen Brasilien und Afrika theilt, wo die Tiefe nicht 2560 m überschritt. Hier bedeckt er etwa 15 Mill. □km Wenn der Challenger ähnliche Bodenschwellen fern vom Land im tropischen Pacifik entdeckt hätte, so würden sie wahrscheinlich ebenfalls mit Pteropodenschlick bedeckt gewesen sein. Näher am Land wird die Zahl der Pteropodenschaalen in der Regel durch die Menge anderen Materials so verhüllt, dass man das Sediment nicht Pteropodenschlick nennen darf. Nur auf einzelnen oceanischen Archipeln z. B. den Antillen, Azoren und Fidjiinseln findet sich auch Pteropodenschlick. Im Polarmeer fehlen kalkschaalige Pteropoden, deshalb kann sich dort das Sediment nicht bilden.

4. Alle Meere enthalten planktonische **Diatomeen**, und fast überall werden ihre Kieselpanzer den Ablagerungen beigemengt.

An der Westküste von Schottland beobachtete Murray [2]), dass, wenn nach dem Wintersolstitium die Sonne nordwärts wandert und die Oberfläche der See wieder erwärmt wird, eine immense Entwicklung von Diatomeen und anderen pelagischen Algen direkt an der Meeresoberfläche beginnt. Zwischen Ende Januar und Anfang Mai bildeten sich ungeheuere schwimmende Diatomeenbänke an der Küste. Mit zunehmender Wärme sinken die Algen unter, und verbreiten sich über die ganze Masse des offenen Wassers, indem sie Plankton-, Benthos- und Nektonthieren Nahrung bieten.

In den meisten Tiefseeablagerungen kann man sie finden, allerdings hat man in gewissen Globigerinenschlicken, Pteropodenschlicken und Korallenschlamm vergeblich nach ihnen gesucht, während man sie in terrigenen Schlammen besonders nahe der Mündung grosser Flüsse häufig in grosser Menge antrifft.

Die Kieselpanzer der Diatomeen werden nach dem Tode der Pflanzen ziemlich leicht zerstört. Zarte Chaetocerotiden hat man noch nie in einem Sediment beobachtet. *Coscinodiscus* und *Rhizosolenia* werden leicht zerfallen, und finden sich nur in Bruchstücken am Meeresboden. In dem typischen Diatomeenschlick fand man in einer Grundprobe 48 Arten, und die Diatomeenpanzer bildeten 50 % des ganzen Sedimentes.

Der [3]) frische **Diatomeenschlick** ist gelb, strohgelb oder sahnenfarbig, getrocknet erscheint er weiss und wie Mehl. Dem Lande nahe kann er durch schlammige Verunreinigungen bläulich werden. Die oberflächlichen Schichten sind dünnflüssig, die tieferen dichter und

1) Bartlett, Annalen für Hydrogr. 1882, S. 654.
2) Murray, Scottish Geogr. Mag. 1888, July, S. 11.
3) Murray & Renard, Chall. Deep Sea Dep., S. 208 f.

zusammenhängender, und zerbrechen in geschichtete Lagen wie die tieferen Schichten des Radiolarienschlickes. Er ist weich und nachgiebig im trockenen Zustand, haftet am Finger wie feines Mehl und in vieler Hinsicht gleicht er den reinen Proben von Süsswassertripel. Kleine Proben erscheinen ganz homogen und gleichförmig, aber in allen Grundproben wurden Mineral- und Gesteinsbruchstücke gefunden, und beim Reiben zwischen den Fingern kann man sandige Körner leicht erkennen.

In Salzsäure löst sich 3—30 %, und besteht aus pelagischen oder benthonischen Foraminiferen, Mollusken, Bryozoen, Echinodermen, Ostrakoden, Fischotolithen und Cephalopodenschnäbeln.

Der Diatomeenschlick findet sich im Südlichen Eismeer weit verbreitet, ausserdem an einer kleinen Stelle nordöstlich von Japan, und zwar von 1097 m bis 3611 m.

Die Hauptmasse besteht aus todten Schaalen von Diatomeen, zusammen mit Radiolarien und Spongiennadeln; und der Kieselgehalt beträgt 20—90 %.

Der Kalkgehalt beträgt 2—36 %, bestehend vornehmlich aus todten Schaalen pelagischer Foraminiferen. Im Gebiet der antarktischen Eisberge kann der Gehalt an Mineralbestandtheilen auf 25 % steigen.

Viele Thiere leben auf dem Diatomeenschlick, so dass aus einer Tiefe von 3565 m durch einen Netzzug 150 Thiere in 68 Gattungen und 77 Arten heraufgebracht wurden.

Im Diatomeenschlick finden sich besonders folgende Gattungen:

Navicula
Synedra
Asteromphalus
Coscinodiscus.

Die letztere Gattung findet sich in über 20 Species.

Die antarktische Zone des Diatomeenschlicks liegt zwischen dem Polarkreis und 40° S. Br.

5. Der Radiolarienschlick[1]) ist auf die grossen Tiefen des Oceans beschränkt, jedoch findet er sich durchschnittlich in noch grösseren Tiefen als der Rothe Thon. Im Allgemeinen ist der Radiolariengehalt der einzige Unterschied zwischen beiden Sedimenten. Seine Farbe ist roth, chokolatbraun, oder gelegentlich strohfarben; er ist weniger plastisch als der Tiefseethon. Peroxyde von Mangan und Eisen sind überall darin vertheilt, desgleichen Bruchstücke von Bimstein, Augit, Feldspath, Hornblende, Magnetit, Palagonit, Chondrit und andere kosmische Kügelchen.

Manganknollen und palagonitische Fragmente sind in gewissen Proben sehr häufig, ebenso Haifischzähne. Mit Rücksicht auf die Organismen, welche das Sediment bewohnen, bestehen zwischen Radiolarienschlick und Tiefseethon keinerlei Unterschiede.

Unter 11° N. Br. und 143 Oestl. L. wurde in 8000 m Radiolarienschlick gefunden, in welchen die Lothröhre 3 Zoll hineinsank. Die oberen Schichten waren roth, und enthielten mehr Manganperoxyd als die unteren, welche von blassgelber oder strohgelber Farbe waren und in dieser Hinsicht sehr dem Diatomeenschlick des Antarktik ähnelten. Der obere Theil hatte im frischen Zustand einen sehr kompakten wohl-

1) CHALLENGER, Deep Sea Dep., S. 203 f.

geschichteten Charakter. Die Schichten konnten leicht mit dem Finger gelöst werden, jedoch war es schwierig, die verschiedenen Bestandtheile durch Schütteln im Wasser voneinander zu trennen. Radiolarien, Diatomeen und Spongiennadeln schienen in den unteren Schichten häufiger zu sein. Das Sediment brauste etwas bei Behandlung mit Salzsäure und n. d. M. wurden die Reste pelagischer Foraminiferen nebst zwei Exemplaren von *Haplophragmium globigeriniforme* gefunden.

Die sehr häufigen Mineralbestandtheile sind eckige oder gerundete Bruchstücke von vulkanischem Glas in verschiedenen Stadien der Zersetzung und von rothgrüner oder gelber Farbe; sie sind glänzend und von muscheligem Bruch; einige sind blasenreich und die Poren sind mit prismatischem Zeolith erfüllt. Daneben finden sich zersetzte Stückchen von vulkanischem Glas, grauschwarze Lapilli von Andesit und farblose Splitter von Bimstein. Sodann erkennt man Fragmente von Plagioklas eingehüllt in eine Glasmasse, Krystalle von Augit, Körner von Magnetit, und einige wenige kosmische Kügelchen von Chondrit und Eisen.

Thonige Beimengungen sind in dieser Probe von Radiolarienschlick nicht vorhanden, dagegen sieht man eine grosse Zahl kleiner Stückchen, entstanden aus verhärtetem Sediment. Diese Stückchen haben eine unregelmässige Form und scheinen durch Kiesellösungen cämentirt zu sein. Ausserdem fanden sich darin kleine rhomboedrische in Salzsäure lösliche Krystalle, die vielleicht Calcit oder Dolomit darstellen. 338 Arten von Radiolarien aus der Gruppe der Nassellarien und Spumellarien waren darin enthalten. Etwa 80 % des Sedimentes bestand aus Kieselskeletten. Vergl. S. 231—244.

Diesem typischen Radiolarienschlick stehen ärmere Radiolariensedimente gegenüber, und von MURRAY wurden Rothe Thone bis zu 20 % Radiolariengehalt mit dem Namen Radiolarienschlick bezeichnet. Es scheint, dass die Radiolarienpanzer nach dem Tode der Thiere durch das Seewasser langsam aufgelöst werden, denn oftmals sind Skelette und Kieselnadeln nur noch in Spuren vorhanden. Nach angestellten Versuchen wurden von typischem Radiolarienschlick in heisser 2 % Lösung von Kalicarbonat innerhalb 30 Stunden 12,84 % Kieselmasse gelöst, allein der Gehalt an thonigen Beimengungen macht dieses Resultat nicht ganz einwurfsfrei.

Radiolarienschlick mit 20 % und mehr Kieselskeletten fand sich von 4297 m bis 8183 m. Die mittlere Tiefe, in denen er vorkommt, ist 300 m tiefer als die des Rothen Thones. Der Kalkgehalt schwankt von Spuren bis zu 20 % (in 4662 m) und rührt her von pelagischen und benthonischen Foraminiferen, seltener von Fischzähnen, Otolithen, Ostrakoden, Echinodermen, Gastropoden und Coccolithen.

Nach Behandlung mit Salzsäure bleibt ein rother oder rothbrauner Rückstand, zumeist bestehend aus Radiolarien, aber auch aus Diatomeen, Schwammnadeln und sandigen Foraminiferen. Dieser Kieselgehalt beträgt 80—100 %. Die Mineralbestandtheile machen 1÷5 % aus.

Im Allgemeinen ist die chemische Zusammensetzung grossen Schwankungen unterworfen. Die in Salzsäure lösliche Kieselsäure beträgt bis zu 46,5 %, und da die Kieselmasse der Radiolarien, Diatomeen und Spongien zwischen gekreuzten Nikols als amorphe Kieselsäure erkannt wird, so ist es wahrscheinlich, dass ein grosser Theil derselben leicht gelöst werden kann.

Bemerkenswerth ist es, dass der Radiolarienschlick im Pacifik und Indik weit verbreitet gefunden wurde, während er im Atlantik fehlt.

6. Das verbreitetste Sediment der Tiefsee ist der Rothe Thon. Er findet sich von 4099—7223 m.

Der Name Rother Thon bezeichnet die beiden vornehmsten Eigenschaften des Sedimentes. Zwar ist der Thongehalt ebenso wie die rothe Farbe grossen Variationen unterworfen, aber stets ist wasserhaltiges Thonerdesilikat vorhanden, und giebt dem Sediment eine mehr oder minder thonige Konsistenz, und roth ist die vorwiegende Farbe.

Im Nordatlantik und einigen anderen Regionen ist die Farbe ziegelroth, indem Eisenperoxyd beigemischt ist, welches oft die kleinen Mineralpartikelchen mit einem rothen Ueberzug bedeckt. Im Südpazifik und im Indic erhält der rothe Thon eine dunkele Chokolatfarbe durch seinen Gehalt an feinen runden Manganperoxydkörnchen. Bisweilen kommt es vor, dass das Sediment mehr blaulich als roth gefärbt erscheint; das ist der Fall, wenn es von einem Gebiet stammt, welches nahe einem Kontinent liegt, und wo grosse Flüsse ihr Detritusmaterial in das Meer hinein tragen; hier tritt dann Eisensulphid und Bitumen auf, und das Sediment zeigt Uebergänge zum blauen Kontinentalschlamm.

Wenn der Kalkgehalt auf 20 oder 25 % steigt, erhält der Tiefseethon eine graue Farbe durch seinen Gehalt an Foraminiferenschaalen, obschon nach Behandlung mit Säure ein rother Thon übrig bleibt.

Die oberste Schicht des Tiefseethones ist dünnflüssig, wässerig und ist oft heller gefärbt als die tieferen, dichteren Lagen. Bisweilen kam es vor, dass die Lothröhre fast $1/2$ m tief in das Sediment eindrang, und in solchen Fällen war das untere Ende mit einem sehr zähen, harten, kompakten Thon erfüllt. Gelegentlich fand sich dann eine grosse Verschiedenheit in Farbe und chemischer Zusammensetzung zwischen den verschiedenen Schichten, — welche gewöhnlich abhing von dem grösseren und geringeren Kalkgehalt. Im Nord-Pacifik war die oberflächliche Lage gewöhnlich dunkler, als die tieferen Schichten, aber in anderen Regionen war Solches nicht der Fall. An einigen Stellen fand man ein buntscheckiges Sediment, indem einzelne Flecken von gelber Farbe in dem rothen Thon vertheilt waren. Eine fleckige Beschaffenheit entsteht auch dann, wenn grosse Mengen kleiner Manganknollen und Bimsteinstücke und zersetzte vulkanische Fragmente darin enthalten waren.

Der Rothe Thon ist weich, plastisch und fühlt sich fettig an; er kann wie ein Teig in jede Form zwischen den Fingern geknetet werden. Wie alle Thone, welche Eisen enthalten, wird er durch Erhitzen röther; trocken klebt er an der Zunge und bedarf grosser Hitze, um ganz wasserfrei zu werden. Getrocknet schrumpft er zu einer harten kompakten Masse ein, die nur mit dem Hammer oder einem anderen harten Instrument zerkleinert werden kann. Wenn man aber die eingetrocknete Substanz in Wasser legt, so zerfällt sie langsam wie gewöhnlicher Thon. Vor dem Löthrohr schmilzt er zu einer schwarzen, oft magnetischen Perle, und ähnelt in diesem Zustand der unter dem Namen „felspatic mud" bekannten Thonvarietät; diese Eigenschaft mag bedingt sein, durch den stets nachweisbaren wechselnden Gehalt an minimalen vulkanischen Mineralkörnchen.

In der grossen Mehrzahl der Fälle erscheint der Rothe Thon dem blossen Auge homogen und fühlt sich glatt und seifig an, aber nicht selten kann man zahlreiche Körnchen von Manganperoxyd, Zeolithkrystalle, Bimsteinfragmente wenn nicht mit dem blossem Auge, so doch leicht an der sandigen Beschaffenheit zwischen den Fingern erkennen. Und obwohl er in der Regel in kleinen Mengen homogen erscheint, so lassen doch grössere Massen von Rothem Thon einen durchaus verschiedenartigen Charakter erkennen; ja selbst wenn die Grundmasse homogen erscheint, so sind doch z. B. im Südpacifik Tausende von Haifischzähnen, Walknochen, grosse und kleine Bimsteinbrocken und anderes vulkanisches Material in das Sediment eingebettet, zusammen mit Manganknollen, welche um diese Reste ausgeschieden worden sind, oder welche andere Kerne besitzen. In allen Rothen Thongebieten zeigte die Dredge das gelegentliche Vorkommen von den einen oder anderen Fremdkörpern in beträchtlicher Menge, und auf Station 281 im Pacifik zwischen Tahiti und Valparaiso fanden sich dünne Schichten echter vulkanischer Asche.

Die Grundsubstanz des Rothen Thons ist wasserhaltiges Thonerdesilikat ($2SiO_2Al_2O_3+2H_2O$) zusammengesetzt aus farblosen Partikeln ohne krystallinischen Umriss oder Spuren mechanischer Einwirkung, die sich unter gekreuzten Nikols isotrop verhalten. Wie alle gewöhnlichen Thone aber ist er unrein durch Beimengung fremder Substanzen, und niemals beträgt der Gehalt an wasserhaltigem Thonerdesilikat, selbst in den reinsten Proben, mehr als die Hälfte des Sedimentes, gewöhnlich aber viel weniger. Es ist wohlbekannt, dass ein reiner Thon nur dann entsteht, wenn er umgelagert worden ist; in situ bildet sich niemals reiner Thon, er enthält stets Beimengungen von verschiedenen Mineralien oder von Zersetzungsprodukten der umgewandelten Gesteine, aus denen er entstand.

Wenn man eine Probe Rothen Thones aus den grössten Meerestiefen mit Salzsäure behandelt, erkennt man, dass der Kalkgehalt nur 1—2 % beträgt; in geringeren Tiefen jedoch kann derselbe zu 20 % ansteigen. Derselbe stammt von den Resten pelagischer Foraminiferen *(Globigerina, Pulvinulina, Sphaeroidina, Pullenia)*, mit wenigen Coccolithen oder Rhabdolithen. Seltener sind benthonische Foraminiferen, wie *Miliolina* und *Textularia*, oder Reste von Echinodermen, Mollusken, Fischen und Cephalopoden. Sehr selten, wenn es überhaupt vorkommt, findet man Pteropoden, Heteropoden oder Coccosphären. Die Reste pelagischer Organismen mit Kieselschaalen sind in Rothen Thongebieten weitverbreitet, doch gelegentlich fehlen sie den Sedimenten dieser Region auch vollständig. Im tropischen Pacifik und Indik geht der Rothe Thon durch Ueberhandnehmen von Radiolarienskeletten in Radiolarienschlick über, im Südpolarmeer in Diatomeenschlick, an anderen Gebieten in Globigerinenschlick oder Blauschlamm über. In fast allen Rothen Thonproben fanden sich selten oder häufig Schwammnadeln. Der mittlere Gehalt an Kieselskeletten beträgt 2,4 %.

Nach den Untersuchungen des Challenger scheint Leben überall über den Meeresboden verbreitet zu sein, aber weniger reich auf den Gebieten des Rothen Thons als auf anderen Sedimenten, und seinen Nullpunkt zu erreichen in den grössten Tiefen weit vom Lande entfernt. Aber selbst in den grössten Tiefen findet man die Reste von

sandigen Foraminiferen und Anneliden, während Fische und Vertreter fast aller wirbellosen Gruppen in Rothen Thongebieten gedredgt worden sind und ihre Reste, wenn auch spärlich, angetroffen werden.

Ausser dem geringen Gehalt an organischem Kalk ist am konstantesten und weitesten verbreitet der Gehalt an Bimsteinfragmenten von saurem oder basischem, vulkanischem Magma. Gerundete und eckige Stücke derselben wurden in grosser Zahl aus allen Tiefen gedredgt und nahezu in allen Regionen, und zwar von Kopfgrösse bis hinunter zu den kleinsten Körnchen. Sie fanden sich in allen Stadien der Zersetzung; manche waren kaum angegriffen, andere waren mit Verwitterungsrinden umgeben oder waren so zersetzt, dass die zellige Struktur des Bimsteins nur mit Mühe erkannt werden konnte; das war besonders der Fall, wenn die Stücke mit einer Rinde von Manganperoxyd umgeben waren oder den Kern von Manganknollen bildeten.

Alle Mineralien, die man gewöhnlich in Bimsteinen findet, konnten im Rothen Thon nachgewiesen werden, so Sanidin, Plagioklas, Augit, Hornblende, Magnetit etc., und diese zusammen mit Glassplittern und Bimsteinstückchen sind universell verbreitet. Auch Palagonit ist weitverbreitet und ebenso zahlreiche Bruchstücke von basaltischem Glas, Basalt und Augitandesit. Peroxyd von Eisen oder Mangan werden überall im Rothen Thon gefunden, in der Form von kleinen Körnchen oder Ueberzügen; bald überwiegt das eine Peroxyd, bald das andere, und jedes theilt dem Sediment seine charakteristische Färbung mit.

Wenn diese Oxyde als Concretionen um organische und mineralische Kerne abgelagert wurden, so bilden sie die wohlbekannten Manganknollen, welche besonders in den Rothen Thonsedimenten häufig sind, in denen Bruchstücke basischer Larven in stark zersetztem Zustand enthalten sind. Vergl. S. 701.

Kleine schwarze Kügelchen, oft mit einem metallischen Kern, wahrscheinlich kosmischen Ursprungs, sind wohl in allen Tiefseeabsätzen zu finden, doch sind sie häufiger in manchen Rothen Thonen, als in anderen Sedimenten.

Dr. Gibson hat gezeigt, dass Manganknollen aus diesen Rothen Thonen eine grosse Zahl seltener Metalle enthalten u. A.: Zink, Thallium, Titan, Nickel, Kobalt, Kupfer, Blei, Molybdän.

Ausser den bisher genannten normalen Bestandtheilen enthält der Rothe Thon noch manche accessorische Beimengungen. An der Westküste von Nordafrika und in Westen und Süden von Australien findet man Wüstenstaub im Rothen Thon, auch Aschen festländischer Vulkane werden über weite Gebiete verstreut. Kleine Krystalle von Phillipsit, entstanden aus der Zersetzung basischer Laven, sind besonders häufig in gewissen Rothen Thonen vom Südpacifik und Indik.

Wo das Meer periodisch oder gelegentlich von Eisbergen erreicht wird, findet man Quarz, Feldspath, grüne Hornblende, Epidot, Zirkon, Turmalin, Granit, Glimmerschiefer und andere Fragmente im Tiefseethon. Auf der Südhalbkugel gehen dieselben bis zu 40° S. Br., im westlichen Nordatlantik bis herab zu den Azoren.

Eine der charakteristischen Eigenschaften des Rothen Thones ist es, dass Mineralpartikelchen von mehr als 0,05 mm Durchmesser selten und gewöhnlich stark zersetzt sind. Dieselben sind gewöhnlich eckig und nur in 8 Fällen befanden sich gerundete Stückchen dazwischen.

Nach den Analysen von Brazier fanden sich in 23 verschiedenen Tiefseethonen:

Löslich in Salzsäure: 44,4 %—83 %,
davon SiO_2 : 11 % —33 %
Al_2O_3 : 2 „ —13 „
Fe_2O_3 : 3 „ —25 „
MnO_2 : Spuren—15 „
$CaCo_3$: 1 % —60 „
$CaSO_4$: Spuren— 2 „
Ca_32PO_4 : „ — 3 „
$MgCO_3$: 0,4 % — 3 „
Cu : Spuren.

Unlöslich in Salzsäure:
SiO_2 : 10 %—38 %
Al_2O_3 : 2 „ —11 „
Fe_2O_3 : 1 „ — 7 „
CaO : 0,2 „ — 2 „
MgO : 0,09 „ — 1 „
Glühverlust: 2 „ —10 „

Das wichtigste Resultat dieser Analysen ist die grosse Variabilität der Zusammensetzung von Sedimenten, welche man unter dem Namen Rother Tiefseethon zusammenfasst. Das Magnesiumcarbonat stammt wahrscheinlich aus dem Magnesiumsulphat des Seewassers, und bezeichnet eine beginnende Dolomitisation.

Der Rothe Tiefseethon bedeckt $^1/_4$ der gesammten Erdoberfläche. Im Atlantik findet er sich in 5 getrennten Gebieten, zwei im Nordatlantik, getrennt durch den Dolphine-Rücken, drei im Südatlantik, getrennt durch den Challenger-Rücken. Der Rothe Thon des Atlantik ist gewöhnlich von röthlicher Farbe, während die chokolatfarbigen Arten im Pacifik und Indik gefunden werden; seine grösste Verbreitung gewinnt er im Pacifischen Ocean.

Die Lothröhre dringt meist tief in das weiche Sediment ein. Unter 40° S. Br. und 132 W. L. in 4754 m drang die Röhre 45 cm ein. Oft durchsank dieselbe hierbei mehrere verschieden gefärbte Schichten. Unter 13° S. Br. und 151 Oe. L. in 4462 m, lag oben eine 8 cm dicke Schicht Thon mit 16 % Kalkgehalt, darunter ein Sediment mit 32 % pelagischen Kalkresten.

Unter 33° S. Br. und 133° W. L. in 4270 m fand man oben eine 6 cm dicke dunkelrothe kalkarme Schicht, darunter ein kalkreiches Sediment mit vielen Coccolithen.

Bei der tiefsten Lothung in 8183 m sank die Röhre 10 cm tief ein, oben war das Sediment röthlich, unten strohgelb und dünngeschichtet. Vergl. auch S. 625.

Die Ablagerungen der heutigen Tiefsee zeichnen sich, wie schon oben angedeutet wurde, durch grosse horizontale Verbreitung und geringen Facieswechsel aus. Alle[1]) Sedimente gehen ineinander ganz allmälig über, und oft ist es schwer zu sagen, ob eine Ablagerung als

1) Agassiz, Blake, I, S. 268.

Rother Thon, Radiolarienschlick, Globigerinenschlick oder Blauschlamm bezeichnet werden muss. Die Grenzen zwischen Blauschlamm und Globigerinenschlick, oder diejenigen zwischen diesem und Rothem Tiefseethon sind nur künstliche Trennungslinien in einer graduell sich verändernden Uebergangsreihe; und ein rascher Facieswechsel findet nur in der Nähe von Vulkaninseln oder Koralleninseln statt. Die Archipele sind diejenigen Regionen, in denen heteropische Sedimente leicht als solche erkannt werden können, während der inselfreie Tiefseeboden eine überraschende Eintönigkeit zur Schau trägt.

Die Tiefsee ist ein Faciesbezirk, dessen Sedimente von mehreren Lebensbezirken herrühren. Wir haben S. 137—168 die bionomischen Verhältnisse des offenen Meeres geschildert und dort gezeigt, welchen Einfluss dieselben auf den Tiefseeboden haben. Während also der petrographisch-geologische Nachweis des Tiefseecharakters einer Ab-Ablagerung in einem einzelnen Profil nicht zu führen ist, sondern nur durch Vergleichung vieler Aufschlüsse erzielt werden kann, ist ein paläontologischer Beweis mit noch grösseren Schwierigkeiten verknüpft. Wir haben S. 155 gezeigt, dass die lebende Tiefseefauna aus 4 verschiedenen Elementen besteht, die in mannigfaltiger Weise mit anderen Lebensbezirken verknüpft sind. Aber mit diesen 4 Faunentheilen ist die Anzahl der Reste nicht erschöpft, welche in fossilen Tiefseeablagerungen vorkommen können. Denn alle Organismen des offenen Meeres, das gesammte Plankton und Nekton des unbegrenzten Oceans fällt zum Tiefseeboden hinab, und wird den dort gebildeten Ablagerungen beigemischt. Pelagische Sedimente [1]) werden, wenn wir darunter die Reste von Planktonorganismen verstehen, in allen Faciesbezirken des Meeres abgelagert, sie sind nicht charakteristisch für die eigentliche Tiefsee. Nur wenn sie über ungeheure Strecken mit gleichbleibender Facies entwickelt sind, haben wir ein Recht, pelagische Sedimente für Tiefseeablagerungen zu halten.

Die F a r b e n der Tiefseeablagerungen werden im Allgemeinen mit zunehmender Tiefe immer heller. Längs des Caraibischen Meeres war der Korallenschlamm hellgrün oder hellgelb; Pteropodenschlick variirte von grau zu weiss; Globigerinenschlick ging von Dunkelbraun oder Röthlich, in Rothbraun, Hellbraun und Rahmfarbe über.

Vielfach hat man eine ausgezeichnete S c h i c h t u n g in Tiefseeablagerungen beobachtet.

Gross ist die Wirkung der D i a g e n e s e in der Tiefsee. Die Bildung von neuen Mineralien, von Concretionen und harten Krusten ist überall zu beobachten, und erzeugt Faciesunterschiede, die für die Vertheilung der Fauna von grosser Bedeutung sind.

Alle Tiefseeablagerungen werden gebildet unter dem Einfluss der bionomischen und lithogenetischen Vorgänge, die sich erstens im bewegten, strömenden oberen Stockwerk des offenen Meeres, zweitens im ruhigen Wasser des unteren Stockwerkes vollziehen, und kein zweiter Faciesbezirk ist so schwer zu bestimmen und so schwer zu begrenzen, wie der tiefe Boden des Weltmeeres.

1) Agassiz, Blake I, S. 143, 281.

C. Grundlinien einer vergleichenden Lithologie.

27. Die Korrelation der Facies.

Die Schwierigkeiten einer jeden geschichtlichen Untersuchung liegen einerseits in der Quellenkritik, andererseits in der Lückenhaftigkeit der Ueberlieferung, und in der Aufgabe, die lückenvolle Reihe der Thatsachen zu ergänzen. Mit diesen Schwierigkeiten hat die Geschichte des Menschengeschlechtes ebenso zu kämpfen, wie die Erdgeschichte.

Vorausgesetzt, dass alle der Beobachtung zugänglichen Thatsachen gut beobachtet und klar beschrieben sind, dass alle empirischen Quellen zu Rathe gezogen würden — so beginnt jetzt erst der schwierigere und mühseligere Theil der Arbeit. Wir finden in einem Sandstein ein Palmblatt und ergänzen uns den Palmbaum dazu; wir entnehmen ein Crinoidenstielglied dem Kalkfelsen und ergänzen dazu Wurzel und Krone der Seelilie; wir begegnen einer Kohlenbank zwischen thonigen Schiefern, und trotz ihrer schwarzen Farbe ergänzen wir uns einen grünen Farrenwald mit reich belaubten Dickigten; ein einzelnes Geweih des Riesenhirsches ergänzen wir zum vollständigen Skelett; und sogar der isolirte Zahn eines *Dinotherium* verlangt, dass wir ihn zum wohlgefügten Knochenbau eines Riesenthieres ergänzen.

Die meisten derartigen Ergänzungen geschehen schon bei der Namengebung und Bestimmung, und wir werden uns bei derartigen Betrachtungen oft gar nicht bewusst, dass wir ergänzen. So lange man jene kleinen Kalkscheibchen als *Entrochus* beschrieb und abbildete, arbeitet man rein empirisch beschreibend, sobald man aber den Trochites als Crinoidenstielglied, als kleinen Theil eines komplicirt gebauten Echinodermen betrachtet, entfernt man sich vom Boden der reinen Empirie und ergänzt auf Grund der ontologischen Methode.

Und fragen wir uns, welche Wissenschaft uns in den Stand setzt, die fragmentarischen Reste ausgestorbener Organismen richtig zu ergänzen, und ihnen die rechte Stelle im System organischer Beziehungen anzuweisen, so lautet die Antwort: die vergleichende Anatomie. Es ist nicht ein Zufall, dass man CUVIER sowohl als Begründer der vergleichenden Anatomie, wie als Vater der Paläontologie feiert, denn nur in der engsten Anlehnung, im beständigen Benutzen der Sätze und Resultate der vergleichenden Anatomie war die Möglichkeit gegeben, dass sich die Paläontologie zu einer Wissenschaft entwickelte. Es scheint uns heute selbstverständlich, dass man den Schädel eines *Branchiosaurus* nach dem Skelett der lebenden Amphibien beurtheilt, und wir lächeln über die Rekonstruktion eines Einhorns, die uns LEIBNITZ[1]) ohne Hinterfüsse und mit ventral gerichteten Dornfortsätzen vorführt; aber der ganze Fortschritt seit jener „unwissenschaftlichen" Zeit beruht darin, dass der Paläontologe von heute die Erfahrungen der vergleichenden Anatomie zu benutzen weiss, und sich von der ontologischen Methode bei allen ergänzenden Arbeiten leiten lässt. Was lehrt uns Dendriten von versteinerten Pflanzen unterscheiden, wer giebt uns ein Recht, den Bernstein für ein Baumharz zu erklären? — die vergleichende Anatomie der Pflanzen. Sie allein setzt uns in den Stand, aus den unvollständigen Resten ein nahezu vollständiges Bild zu ergänzen.

Je mehr die Zoologen und Botaniker, die Anatomen und Physiologen eindringen in die Organisation der Pflanzen und Thiere, je klarer wir das histologische und morphologische Gefüge der Organismen kennen lernen, desto deutlicher sehen wir, dass eine innere Harmonie zwischen den Organen jedes Thieres, jeder Pflanze besteht. Der Zahnbau eines Wiederkäuers unterscheidet sich von dem Gebiss eines Raubthieres ebenso, wie die Extremitäten derselben; die Länge des Darmes, die Vertheilung und Grösse der Muskeln — Alles steht in wechselseitiger Abhängigkeit. CUVIER war es, der zum erstenmale diese organischen Wechselbeziehungen erkannte, und sie unter dem Begriff einer: „Korrelation der Organe" als Gesetz formulirte.

Aber diese Wechselbeziehung verschiedener Causalreihen begegnet uns nicht allein im Bau jedes Thieres und jeder Pflanze, nein wir erkennen sie ebenso in jenen bionomischen Regionen, die wir als Lebensbezirke im ersten Theil dieses Werkes bezeichnet haben. Die physiologische Abhängigkeit des thierischen Lebens vom Assimilationsprozess der Pflanzen, die Anpassungen des Plankton an die Hochsee und des Benthos an den Meeresboden, die Beziehungen der Meeresoberfläche zur Küste und zur Tiefsee — Alles lehrt uns, dass unzählige ursächliche Beziehungen bestehen zwischen den Lebensbezirken der Erde; Beziehungen räumlicher und zeitlicher Abhängigkeit — die eine hervorragende Bedeutung besitzen. Wir haben uns bemüht, im ersten Theil diese Wechselbeziehungen der Lebensbezirke des Meeres kurz zu charakterisiren; denn was die vergleichende Anatomie und „die Korrelation der Organe" für die Paläontologie geleistet hat, das be-

1) PROTOGAEA, Taf. XII, Figura Sceletti prope Quedlinburgum effossi.

deutet die vergleichende Bionomie und die „Korrelation der Lebensbezirke“ für die Geologie. Lückenvoll wie die isolirten paläontologischen Funde, sind die Ueberreste einstiger Faunengebiete uns überliefert. Kein Experiment kann sie uns hervorzaubern, kein blosses Spekuliren vermag die Lücken der Ueberlieferung zu ergänzen. Nur die exakte Beobachtung recenter Erscheinungen, nur die ontologische Methode kann uns den Weg zur Erkenntniss zeigen.

Aber die Korrelation der Lebensbezirke ist nur eine Seite des Problems. Ein unendlich viel reicheres Thatsachenmaterial als die Paläontologie uns geliefert hat, ist uns in den Gesteinen aufbewahrt. Fremdartig, wie ein Trilobit muthen uns viele paläozoische Kieselschiefer an; verwandte, gewohnte Ablagerungen treffen wir vorwiegend in jüngeren Formationen. Unzählige Gesteine sind fossilleer — sollten ihre Eigenschaften gar keine erdgeschichtlichen Aufschlüsse liefern? Doch so reich das Feld der Beobachtungen ist, so wenig sind seine Schätze verwerthet. Wenn wir absehen von den vulkanischen Gesteinen und dem Räthsel der krystallinischen Schiefer, so begegnen wir vielen vereinzelten Versuchen, und doch geringen Resultaten. Rothe Sandsteine hält man für eine Binnenseeablagerung, obwohl noch keine Lothröhre rothen Sandgrund am Boden eines grösseren Binnensees entdeckt hat, und in der Regel nimmt man zum Boden des Oceans seine Zuflucht, wenn eine räthselhafte Steinart vorliegt, ohne sich zu fragen, ob am Boden des Meeres derartige Ablagerungen auch nachweisbar entstehen.

Indem wir den Weg der vergleichenden Methode betreten, bewegen wir uns auf den bekannten Pfaden, welche die Biologie schon seit Langem eingeschlagen hat, neu ist nur der Versuch auf diesen Wegen die Probleme der Gesteinskunde zu lösen, und die Lithologie vergleichend zu studiren. Vergleichend allein im formalen Sinn, ist die Gesteinskunde bisher behandelt worden, und die reiche Nomenklatur petrographischer Bezeichnungen der Eruptivgesteine legt Zeugniss davon ab, bis zu welcher Vollendung diese Seite der Untersuchung theilweise gefördert worden ist. Die vergleichende Lithologie, deren Grundzüge in den folgenden Abschnitten skizzirt werden, vergleicht genetisch und stellt unter allen Eigenschaften eines Gesteins diejenigen an erster Stelle, welche das Gestein bei seiner ersten Bildung erhielt, und welche durch später erworbene Eigenschaften vielfach verdeckt und verhüllt worden sind. Wir unterscheiden nicht wesentliche und accessorische Gemengtheile einer Felsart, sondern primäre und secundäre Eigenschaften; und verstehen unter den ersteren diejenigen, welche das Gestein besass, als es noch unter den Bildungsbedingungen seines Faciesbezirkes bestand; während alle diejenigen Eigenschaften eines Gesteins, welche durch Diagenese oder Metamorphose erworben wurden, als secundär zu bezeichnen sind. Je älter ein Gestein ist, desto mehr dürfte es im Allgemeinen durch Diagenese und Metamorphose verändert sein, desto mehr erscheinen seine primären Eigenschaften als „accessorische Merkmale“, desto auffallender treten uns die secundär erworbenen Charaktere entgegen.

In einem fossilleeren Dolomit beschreibt die Petrographie den Mangel der Fossilien und den Magnesiagehalt als wesentliche Eigen-

schaft, eingesprengte Kalkkörner, undeutliche Versteinerungen werden als accessorische Bestandtheile behandelt, und doch sind sie genetisch primäre Charaktere. In einem Mandelstein erscheinen die mit Zeolithen ausgefüllten Dampfporen als wesentliche Bestandtheile, und doch sind es secundäre Eigenschaften.

Indem wir die primären Eigenschaften der Gesteine ins Auge fassen, kann es uns nicht entgehen, dass dieselben vielfach in einer strengen Abhängigkeit stehen von äusseren Bedingungen. Die Struktur einer Moräne ist ebenso causal verknüpft mit einem Polar- oder Hochgebirgsklima, wie die rothe Farbe eines Laterits von dem Tropenklima abhängig erscheint. Die Eigenschaften eines Korallenkalkes sind in einem warmen Ocean erzeugt worden, wie die Glaukonitsande in der Flachsee.

Aber es besteht nicht nur ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der einzelnen Ablagerung und den klimatischen Bedingungen unter denen sie entstand, sondern auch die verschiedenartigen Gebilde ein und desselben Faciesbezirkes sind durch das Mittel gleicher oder verwandter Bildungsumstände auf's Engste miteinander verbunden. In einer Wüste werden wir immer Sandsteine, Thone und Salzlager nebeneinander entstehen sehen; am Strande des Meeres Conglomerate, Sandsteine, Mergel und Kalksteine; auf einem Korallenriffe finden wir fossilreichen Korallenkalk und fossilleeren verhärteten Kalkschlamm, und neben vereinzelten Pflanzenresten begegnet uns nur die rothe Lateriterde verwitterter Bimsteine.

Es ist unser Bestreben gewesen, auf Grund eigener Erfahrungen und an der Hand verschiedenartiger Beispiele diese Zusammenhänge zwischen den klimatischen Bedingungen und den Ablagerungen aufzudecken, und den Geologen einzuführen in das Wechselspiel klimatischer und lithogenetischer Vorgänge. Wir verstehen hier im weitesten Sinne unter Klima die Summe der meteorologischen oder oceanographischen Bedingungen für anorganische und organische Vorgänge und sprechen von einem Klima der Flachsee, wie wir ein Klima der Polarländer kennen.

Es besteht also ein bestimmtes Abhängigkeitsverhältniss zwischen dem Klima eines Faciesbezirkes und den dort gebildeten Ablagerungen, und die primären Eigenschaften eines Gesteines lehren uns das Klima seines Faciesbezirkes kennen.

Wenn wir uns zurückversetzen in jene vorcambrische Zeit der Erdgeschichte, wo die ganze Erdrinde noch aus krystallinischen Schiefern und vulkanischen Gesteinen bestand, so können wir leicht verstehen, dass damals alle mechanischen, chemischen und organischen Ablagerungen, sofern sie ihr Material nicht aus der Atmosphäre oder aus dem Wasser des Uroceans entnahmen, sich bildeten aus den Denudationsprodukten der damaligen Zeit, aus den zerstörten und verwitterten Theilen krystallinischer Schiefer und vulkanischer Magmen.

Später wurde das anders, denn zu den genannten beiden Quellen neugebildeter Ablagerungen traten die soeben gebildeten Sedimente mit hinzu, welche ebenfalls durch Denudation zerstört und zu neuen Gesteinen umgearbeitet wurden.

Heute ist das Verhältniss noch mehr umgestaltet worden, denn die Flächen des Festlandes sind jetzt zum grösseren Theil mit Sedi-

menten bedeckt, nur ein kleiner Theil ist durch Denudation abgedeckt und zeigt die krystallinische Unterlage. Infolgedessen entstehen heute die meisten Ablagerungen aus seit dem Cambrium gebildeten Sedimenten, und nur an einzelnen Stellen der Erdoberfläche sehen wir die Denudation noch in der alten Weise krystallinische Schiefer und vulkanische Gesteine bearbeiten. Eine der fundamentalsten Veränderungen der lithogenetischen Vorgänge seit dem Beginne des Cambriums besteht also darin, dass immer kleinere Strecken der alten Erdrinde der Denudation zugänglich werden, dass jene cambrischen Denudationsvorgänge allmälig immer mehr eingeschränkt werden, und dass durch das Vorwiegen von späteren Sedimenten die Denudation ganz andere Wirkungen hervorruft. Wenn wir uns vorstellen wollen, wie der Denudationsprocess zur cambrischen Zeit verlaufen ist, so müssen wir studiren, wie heutzutage die krystallinischen Gesteine durch Exaration, Erosion, Deflation und Abrasion bearbeitet werden.

Diese beständige Veränderung der äusseren Erdrinde durch Denudation und Auflagerung hat nun im Laufe der Zeiten so viele Ablagerungen zerstört, dass die Reihe der geologisch erhaltenen Gesteine sich keineswegs deckt mit der Reihe der Ablagerungen, die im Laufe der Zeiten gebildet worden waren. Sehen wir doch überall in der Gegenwart nicht nur frisch gebildete Ablagerungen wieder verschwinden, sondern auch eine beständig fortschreitende Zerstörung aller, selbst der dauerhaftesten Gesteine aus früheren Formationen. Und wenn man die Reihe der paläontologischen Ueberlieferung lückenvoll nennt, wenn man anerkennt und stets betont, dass die uns erhaltenen Versteinerungen nur ein kleiner Rest derjenigen Wesen sind, welche im Laufe der Vergangenheit gelebt haben — so müssen wir mit demselben Recht die Reihe der lithologischen Ueberlieferung für ebenso lückenvoll erklären. Gerade so wie es stets weichhäutige Nacktschnecken, zarte Medusen gegeben hat, die uns mit wenigen Ausnahmen keine Spuren hinterlassen haben, so hat es auch immer, in jeder Epoche Ablagerungen gegeben, welche nicht erhaltungsfähig waren. Zur Gewissheit wird uns diese Vermuthung, wenn wir objektiv beobachten, welche Arten von Ablagerungen in der Gegenwart entstehen, und diese reiche Musterkarte vergleichen mit den Gesteinen, die in der Formationsreihe dominiren. Meerespflanzen haben zu allen Zeiten das gesammte organische Meeresleben durch ihren Assimilationsprocess ernährt, aber vergeblich suchen wir ihre Reste in den meisten Formationen; zu allen Zeiten hat es einen Wüstengürtel auf beiden Halbkugeln gegeben, dessen Sanddünen mit ausgedehnten Lösslagern räumlich und ursächlich verknüpft waren — aber sie wurden rasch ein Opfer der Denudation und vergeblich suchen wir oft nach ihren Resten.

Wenn wir die Erdgeschichte ernst treiben wollen, wenn sie nicht das Produkt geistreicher Laune, sondern das Resultat exakter Forschung sein soll, dann dürfen wir uns nicht damit begnügen, die lückenvolle Reihe der erhaltenen Gesteine als gegeben hinzunehmen und ihre Entstehungsursachen, das Klima ihrer Faciesbezirke auf Grund zufälliger Denudationsgrenzen, auf Grund sekundärer Eigenschaften zu erschliessen, sondern unsere erste Aufgabe muss sein, die primären Eigenschaften der zusammengehörigen Gesteine zu erkennen, dann müssen wir die durch Denudation entfernten, vielleicht nur

in spärlichen Resten erhaltenen, anderen Ablagerungen suchen, welche wir als gleichzeitig zu betrachten haben.

Dass diese Aufgabe mit Hilfe organischer Reste und auf Grund von Leitfossilen nicht erfüllt werden kann, das lehrt schon die einfachste Erwägung; denn nur in seltenen Fällen kann eine festländische und eine marine Ablagerung dieselben Fossilien enthalten. Man denke nur an die Versuche, die festländischen mesozoischen und tertiären Ablagerungen von Nordamerika, mit ihrem Reichthum an Landthieren und Landpflanzen zu parallelisiren mit den marinen Aequivalenten in Europa. Hier kann die Paläontologie allein nichts ausrichten, und bedarf der Hilfe und Unterstützung durch andere Methoden. Wir glauben nun, dass die vergleichende Lithologie hier dieselben Schwierigkeiten zu beseitigen vermag, welche die vergleichende Anatomie auf paläontologischem Gebiet gelöst hat.

Die verstreuten Knochen eines fossilen Wirbelthieres, die lückenvollen Reste eines Krebspanzers ergänzt der Paläontologe auf Grund vergleichend anatomischer Thatsachen nach dem Gesetz von der Korrelation der Organe. Dieses Gesetz lehrt ihm, dass alle Säugethiere (mit 2 Ausnahmen) 7 Halswirbel besitzen, dass daher eine grössere Zahl von Halswirbeln, die er zusammen findet, von zwei Individuen herrühren müssen; und es lehrt ihm, dass kein lebendes Wirbelthier mehr als zwei Extremitätenpaare besitzt, und dass infolgedessen auch kein fossiles Wirbelthier mehr als 4 Beine gehabt haben kann.

Aus den Thatsachen der vergleichenden Lithologie ergiebt sich für den Naturforscher ein Gesetz von der Korrelation der Facies welches zusammen mit dem Gesetz von der Korrelation der Lebensbezirke uns erst in den Stand setzt, die Erdgeschichte zum Gegenstand exakter Forschung zu machen. Wohin wir blicken in der Gegenwart, sehen wir eine Fülle ursächlicher Beziehungen zwischen scheinbar einander fremden Erscheinungen. Die Abhängigkeit der Korallenkalke und der Dolomite von der Isokryme von 20° C., die Abhängigkeit der Korngrösse eines Wüstensandes von der Stärke der dort herrschenden Winde, die Vertheilung der Lösslager im Windschatten der Berge, die Häufigkeit der Moore im gemässigten Klima, das sind Thatsachen, deren ursächliche Erklärung oft nicht leicht ist, die aber in der Gegenwart leicht beobachtet werden können.

Im Raume bilden sich die verschiedenen Ablagerungen desselben Faciesbezirkes und ebenso die Summe der Gesteine der verschiedenen Faciesbezirke nebeneinander — in dem Profil der Erdrinde sehen wir sie übereinander liegen. Wie bei den Lebensbezirken ist es ein Grundsatz von weittragender Bedeutung, dass primär sich nur solche Facies und Faciesbezirke geologisch überlagern können, die in der Gegenwart nebeneinander zu beobachten sind.

In der Gegenwart beobachten wir aber, dass in den meisten Faciesbezirken nicht nur Ablagerungen gebildet werden, sondern dass gleichzeitig andere, schon bestehende Gesteine der Denudation unterworfen sind. Jeder Faciesbezirk hat seine specifischen Denudationsvorgänge, mit bestimmten Denudationsprodukten und charakteristischen Denudationsflächen. Die Moräne welche die Gletscherstirn in einem Jahr gebildet hat, wird durch den vorschreitenden Gletscher im nächsten Jahre wieder denudirt, oder durch den Gletscherbach weithin trans-

portirt. Auf den festländischen Faciesbezirken überwiegt die Denudation, auf den marinen Faciesbezirken die Auflagerung; aber überall sind beide Vorgänge mit einander thätig. Zu den charakteristischen Momenten eines Faciesbezirkes gehören nicht nur bestimmte Ablagerungen, sondern auch gewisse Denudationsvorgänge.

Auf Grund dieser Betrachtung sehen wir also ein, dass zwischen der Ablagerung zweier, demselben Faciesbezirk oder zwei benachbarten Faciesbezirken angehörigen Sedimenten, auch ein „interner" Denudationsvorgang eingeschaltet gewesen sein kann.

Alle diese Zeichen zu verstehen, diese scheinbar unbedeutenden Spuren zu deuten, lehrt uns einzig und allein die ontologische Methode, die vergleichende Lithologie, auf Grund des Gesetzes von der Korrelation der Faciesbezirke.

Jetzt sehen wir auch ein, wie wichtig es ist, zu erkennen ob eine Schichtenfuge eine Denudationsfläche oder eine Auflagerungsfläche ist. Nur wenn wir mit Sicherheit diese Diagnose treffen können, sind wir imstande erdgeschichtlich zu forschen.

Seit dem Cambrium kennen wir Versteinerungen, und seit dem Cambrium sind organische Ablagerungen gebildet worden. Jede organische Ablagerung entsteht und wird bedingt durch bestimmte bionomische Umstände. Diatomeen finden sich nicht an allen den Küsten, deren Gesteine kieselsäurereich sind, sondern da, wo die bionomischen Bedingungen ihres Lebens, Licht und salzarmes Wasser zusammentreffen; Kalkalgenlager und Korallenriffe bilden sich nicht etwa in solchen Meeren, deren Kalkgehalt grösser ist, sondern in der diaphanen Region unter bestimmten Lebensumständen. Es ist nun sofort einleuchtend und bedarf keiner weiteren Begründung, dass alle organischen Gesteine eine bionomische Facies vorstellen, und dass z. B. die Vertheilung von Korallenriffen in den aufeinander liegenden Formationen nur erklärt werden kann durch die Vertheilung der Lebensbezirke in den verschiedenen Zeitepochen. An diesem Beispiel kann man auch leicht zeigen, dass physiologische und bionomische Kenntniss für jeden Lithologen, für jeden Geologen unerlässlich sind, und dass die Korrelation der Lebensbezirke sich vielfach deckt mit der Korrelation der Faciesbezirke.

Wir zeigten, dass viele organische Gesteine durch Organismen in ihrer Bildung bedingt sind. Der Löss bildet sich zwar nur in der gemässigten Zone und am Rande des Wüstengürtels, aber seine Bildung hängt ausserdem noch ab, von der Verbreitung bestimmter rasenbildender Gräser. Im Polargebiet und in der Wüste ist die Deflation so überwiegend, dass man vermuthen könnte, auch hier diese Ablagerung zu finden, die als Deflationsprodukt bezeichnet werden muss. Aber es fehlen hier die Gräserrasen, und deshalb bildet sich kein Löss. Die Bildung und Verbreitung der Lösslager knüpft sich also an eine pflanzengeographische Thatsache an, und daraus ist leicht zu erkennen, dass sie durch die bionomischen Lebensbezirke bestimmt wird, und dass die Korrelation der Lebensbezirke uns die Vertheilung der Lösslager erklärt.

Und wenn wir in der Gegenwart überall bemerken, wie viele ursächliche Beziehungen zwischen organischen und anorganischen Vorgängen bestehen, wie tiefgreifend und weitreichend der Einfluss der

Organismen auf die lithogenetischen Vorgänge ist, so dürfen wir den Gedanken nicht von der Hand weisen, dass auch in der geologischen Vergangenheit dieselben Beziehungen bestanden haben, und dass die Korrelation der Lebensbezirke uns vielfach die Korrelation der Faciesbezirke und die Korrelation der Gesteine erklärt.

Aber selbst wenn wir glauben, eine solche ursächliche Erklärung entbehren zu können, so müssen wir doch den Thatsachen der Korrelation der Gesteine in der Gegenwart gerecht werden, bei allen erdgeschichtlichen Studien. Wir haben in den Abschnitten des zweiten Theiles dieses Bandes die verschiedenen Faciesbezirke geschildert und die verschiedenen Ablagerungen, welche in jedem einzelnen Bezirk gegenwärtig gebildet werden, beschrieben. Mögen wir auch nicht alle ursächlichen Beziehungen erkennen, die zwischen den gleichzeitigen Facies bestehen, das Nebeneinander der Ablagerungen ist genügend, um unsere erdgeschichtlichen Arbeiten zu fördern. Jedes fossile Gestein ist in einem bestimmten Faciesbezirk entstanden und mit ihm entstanden gleichzeitig andere Facies, die nur zum Theil erhalten geblieben sind, und die uns daher vielfach nicht vorliegen. Faciesunterschiede bedingen in der Gegenwart überall einen anderen Gehalt an organischen Resten, und wenn wir von dem Pseudoplankton der Ammonitenschaalen absehen, so lehrt uns kein Leitfossil, welche Gesteine als heteropische, gleichzeitige Ablagerungen der ganzen Erdoberfläche zu betrachten sein dürften. Kein benthonisches Thier ist kosmopolitisch, die kosmopolitischen Planktonwesen des offenen Meeres sind meist ohne Hartgebilde, und die *Globigerina*, *Orbulina*, *Pulvinulina* sind seit langen geologischen Zeiträumen nur wenig verändert worden, sie eignen sich daher auch nicht, um gleichzeitige Facies von verschiedenalterigen Etagen zu unterscheiden: Mit den meisten Fossilien können wir also nicht eine einwurfsfreie Erdgeschichte feststellen.

Die Geologie befindet sich vielfach in der verhängnissvollen Lage, verschiedene Bildungen weder als gleichalterig, noch als verschiedenalterig mit Sicherheit erkennen zu können. Wir dürfen uns darüber nicht täuschen, dass die meisten benthonischen Thierformen nach den Gesetzen der Thiergeographie keine endgiltige geschichtliche Formationsreihe aufzustellen erlauben. Aus dem oft vorkommenden Zirkelschluss (weil das Fossil a in den Gesteinen A und B vorkommt, sind beide gleichalterig, und da man das Fossil a nur in „gleichalterigen Ablagerungen“ bisher beobachtet hat, so ist es ein gutes Leitfossil) der Stratigraphie kann uns nur die ontologische Methode retten, und nur die Gesetze von der Korrelation der Facies sind imstande unsere Erkenntniss zu erweitern. Jede Facies ist verknüpft mit anderen gleichzeitigen Gebilden und wenn wir eine fossile Ablagerung beurtheilen wollen, so müssen wir vergleichen, mit welchen heteropischen Sedimenten sie in der Gegenwart verknüpft ist — diese müssen wir in der Umgebung der fossilen Ablagerung suchen, und die fehlenden Facies nach den Gesetzen der Korrelation ergänzen, genau so wie der Paläontologe seine fragmentarischen Reste ergänzen muss, und nach den Gesetzen von der Korrelation der Organe auch ergänzt.

---

28. Die Aequivalenz der Gesteine.

Zwischen zwei Gesteinen, die neben- oder übereinander liegen, bestehen gewisse Beziehungen formaler, chronologischer und genetischer Natur, die man im Allgemeinen als ihre Aequivalenz bezeichnen kann. Zwei Gesteine können die gleichen Eigenschaften besitzen und somit formal äquivalent sein; sie können gleichalterig oder zeitlich äquivalent sein; sie können bei verschiedenen Eigenschaften nnd verschiedenem Alter doch unter denselben klimatischen Bedingungen gebildet sein, nnd also genetisch äquivalent genannt werden.

Man ersieht daraus, dass die meisten geologischen Untersuchungen sich mit der Aequivalenz der Gesteine beschäftigen, und dass das Problem der Aequivalenz zu den Fundamentalproblemen der Geologie gehört.

Kein Wunder, dass im Laufe der geschichtlichen Entwickelung auch dies Problem der Aequivalenz in der Geologie vielfach anders aufgefasst und anders betrachtet wurde, dass man den Wandel in den Zielen der Geologie an der Auffassung des Aequivalenzbegriffes wieder erkennen kann.

Die älteste Auffassung der Erdgeschichte gipfelte in dem Satz, dass formale und zeitliche Aequivalenz gleichbedeutend sei. Man sprach von einer Buntsandsteinformation und verknüpfte damit den Begriff, dass in dem damaligen Ocean überall bunter Sandstein gebildet wurde, dass mithin jeder roth- und weissgefärbte Sandstein aus der unteren Triaszeit stammen müsse. In den stratigraphischen Namen, wie Steinkohlenperiode, Kreideperiode, begegnet uns noch der letzte Rest dieser veralteten Anschauung, und erregt bei Laien und Anfängern unrichtige Ideenassociationen.

Mit Smith und Gressly beginnt eine neue Zeit, denn sie lehrten uns, dass in jeder bestimmten Periode gleichzeitig verschiedenartige Ablagerungen gebildet wurden; verschiedene Facies, deren zeitliche Aequivalenz durch die gleichen Leitfossilien bestimmt werden könne. Und nach diesen Grundsätzen arbeitet die Geologie bis zum heutigen Tage, wenn auch in der Auffassung der Aequivalenz inzwischen eine Wandelung eintrat.

Ontologische Betrachtungen, Thatsachen der Bionomie und Thiergeographie machten es unwahrscheinlich, dass irgend ein Thier, welches

uns als Leitfossil dient, gleichzeitig auf der ganzen Erdoberfläche gelebt haben könne, gleichzeitig überall ausgestorben sei, und gleichzeitig durch neue Thierformen ersetzt werden konnte. Die Hoffnungen, die man an die Stratigraphie und die Lehre von den Leitfossilien geknüpft hatte, mussten stark eingeschränkt werden, wenn man zeigte, dass Australien gegenwärtig in der „Beutelthierzeit“ lebe, während diese Periode für die Alte Welt schon beendet sei. Zudem vertrug sich die Lehre von der absoluten Gleichalterigkeit paläontologisch äquivalenter Schichten nicht mit den Anschauungen der immer mehr um sich greifenden Entwicklungslehre. LINNÉ, CUVIER und L. AGASSIZ, die in jeder Art ein Schöpfungsprodukt sahen, konnten auch an die absolute Beweiskraft der Leitfossilien glauben, aber der Anhänger der Entwicklungslehre überwand mit den Katastrophen der Erdgeschichte auch den Glauben an die absoluten Zeitbestimmungen.

Statt der geträumten homochronen Zeitabschnitte glaubte man sich jetzt mit relativer Gleichalterigkeit begnügen zu dürfen, und HUXLEY[1]) führte den Ausdruck Homotaxie ein, um damit die durch die gleichen Leitfossilien charakterisirten Schichten als relativ äquivalent zu bezeichnen.

Aber damit verzichtet man auf eine historische Auffassung der Geologie; das Gesammtbild der Erdgeschichte zerfällt in eine grosse Zahl unzusammenhängender phylogenetischer Reihen; und schon vernimmt man die Ansicht, dass die Geologie eine beschreibende und „chronologische Disciplin“ sei, welche sich damit begnügen müsse, Thatsachen zu beschreiben, Profile zu vergleichen, Karten aufzunehmen, die aber nicht imstande sei, über die Grenzen relativer Altersbestimmung hinauszuschreiten.

Und es ist richtig, mit Hilfe der Leitfossilien und der Profilgliederung können wir über homotaxe Aequivalenzen, über relative Gleichalterigkeit nicht hinauskommen, ja sogar es regen sich gerechte Zweifel, ob man überhaupt an den Schichten von zwei, tektonisch voneinander unabhängigen, Profilen entscheiden könne, was Facies und was Horizont sei. Ueberall begegnen wir dem Zirkelschluss des „guten“ Leitfossils und des „typischen“ Normalprofils, überall sehen wir logische Mängel der Diskussion. Das einzige Feste scheinen die Transgressionen zu sein, aber wenn eine Transgression bei positiver Strandverschiebung erfolgt, so können ihre einzelnen Discordanzen unmöglich gleichalterig sein, und die „relative Gleichalterigkeit“ tritt uns auch hier wieder lähmend entgegen.

Die Lehre von den Leitfossilien und von den leitenden Horizonten führt in ihrer consequenten Ausbildung zu Grundsätzen, welche sowohl den Thatsachen der Thiergeographie, wie den Principien der Entwicklungslehre widersprechen. Wenn wir absehen von dem, für marine Gesteine leitenden Pseudoplankton der Ammonitenschaalen (vergl. S. 509—516), so kennt die Thiergeographie der Gegenwart keine wirklich kosmopolitischen Formen. Aber die Stratigraphie, oder die Thiergeographie der Vergangenheit nimmt solche weltweite

1) H. SPENCER, Essays „Illogical Geology“.
TH. HUXLEY, Adress Geolog. Society 1862.
J. E. MARR, Proc. Cambridge Phil. Soc. VI, 1887, S. 74.

Verbreitung für unzählige Arten an; und indem wir Bedenken gegen diese Annahme äussern, scheinen wir zu verzichten auf eine chronologische Aequivalenz, und damit auf eine historische Betrachtung der Geologie.

Unseres Erachtens bietet aber die Korrelation der Facies einen Weg, um die Homotaxie der Leitfossilien in eine Homochronie der Gesteine zu verwandeln. Wir haben in dem vorhergehenden Abschnitt diesen Weg kurz beschrieben, und dieses ganze vorliegende Werk ist ein Reisehandbuch für den neuen Weg.

Aber wenn wir den Weg betreten wollen, wenn es uns gelingen soll, auf ihm unser Ziel einer exakten Erdgeschichte zu erreichen, so müssen wir uns beständig daran erinnern, dass die Gleichheit der „wesentlichen" Eigenschaften zweier Gesteine nicht als Kriterium gleicher Entstehung betrachtet werden darf, sondern nur die Uebereinstimmung der primären Eigenschaften. Da wir aber gesehen haben, dass in demselben Faciesbezirk verschiedenartige Ablagerungen gleichzeitig und nebeneinander entstehen, die alle gleichmässig beweiskräftig sind, da wir das Klima des Strandes aus einem Dünensandstein ebenso leicht bestimmen können, wie aus einem Wattenmergel, aus einem Lager von fossilem Tang ebenso, wie aus den Schaalen von *Lithodomus* und *Pholas*; da nun begreiflicherweise nicht aus allen Formationen immer dieselbe petrographischgleiche Strandfacies erhalten ist, sondern vielleicht aus der einen Epoche nur die Dünen, aus der anderen nur ein Tanglager, so gewinnt die genetische Aequivalenz der Gesteine dadurch auch eine andere Bedeutung, die wir im Anschluss an die Terminologie der vergleichenden Anatomie auseinandersetzen wollen:

An einem Thier können wir meist ohne Schwierigkeit die durch spätere Anpassung, durch Selektion erworbenen, neuen Eigenschaften von den primären Organisationseigenthümlichkeiten, die es von seinen Vorfahren ererbt hat, unterscheiden. Und es ist ein Grundsatz der vergleichenden Anatomie, dass man genetische Verwandtschaft nur auf Grund ererbter, alter, primärer Eigenschaften erschliessen dürfe. Durch spätere Anpassung sind oftmals zwei Organe, die genetisch, vergleichend-anatomisch gar nichts miteinander zu thun haben, äusserlich sehr ähnlich geworden und können dieselbe Funktion ausüben, trotz genetischer Verschiedenheit.

So ist der Flügel des Insekts funktionell äquivalent dem Flügel des Vogels, obwohl beide Bildungen morphologisch aus ganz verschiedener Anlage hervorgegangen sind.

Ebenso häufig ist aber auch der andere Fall, dass zwei scheinbar ganz fremdartige, funktionell grundverschiedene Organe dennoch aus derselben embryologischen Anlage entstanden sind, und trotz der verschiedenen physiologischen Leistung, doch morphologisch äquivalent erscheinen. Die Schwimmblase der Fische und die Lunge der höheren Wirbelthiere haben dieselbe morphologische Aequivalenz, trotz ihrer funktionellen Verschiedenheit.

Nach dem Vorgang von Owen bezeichnet man zwei Organe von morphologischer Aequivalenz als homolog und zwei Organe, die sich nur physiologisch äquivalent sind, als analog.

Und seitdem Gegenbaur und Haeckel diese Begriffe überall anwandten und immer scharf unterschieden, ist die vergleichende Ana-

tomie zu hoher Blüthe gediehen. Homolog sind der Vorderfuss des Hirsches, der Flügel des Vogels und die Brustflosse des Fisches, analog sind der Rüssel des Elephanten und der Greifschwanz des Affen, analog sind die Schaalen der Brachiopoden und die Schaalen der Muscheln.

Wenn wir die Lithologie genetisch-vergleichend betrachten wollen, wenn wir die Aequivalenz der Gesteine logisch durchdenken, so müssen wir auch die Ablagerungen und die Gesteine nach den Prinzipien der Homologie und der Analogie trennen. Der erste Versuch in dieser Richtung wurde von E. v. Mojsisovics[1]) gemacht, welcher isomesische und isotopische, heteromesische und heterotopische Gesteine unterschieden; Begriffe, die sich ziemlich gut decken mit den in der vergleichenden Anatomie eingebürgerten Worten.

Wir bezeichnen als homolog solche Facies oder solche Ablagerungen, die in demselben Faciesbezirk entstanden sind. Homolog sind also alle Ablagerungen der Flachsee, mögen dieselben aus Kies, Sand, Schlamm, Kalk oder Mergel bestehen. Homologie ist kein Zeitbegriff, und ein cambrischer Sandstein ist vielleicht homolog einem mesozoischen Conglomerat oder einem recenten Saumriff. Die petrographischen Eigenschaften einer Ablagerung haben mit homologen Charakteren nichts zu thun, zwei homologe Gesteine können auch petrographisch übereinstimmen, aber sie brauchen es nicht zu thun.

Als analog bezeichnen wir dagegen zwei Gesteine von gleichen Eigenschaften, die in verschiedenen Faciesbezirken entstanden sind. Analog sind die Lavaströme eines festländischen Vulkans, und diejenigen einer submarinen Insel. Analog sind die Kalksinter einer Quelle und die Kalkdünen einer Koralleninsel, die Kalkabsätze der Flachsee und die Globigerinenschlicke der Tiefsee. Analog sind zwei kieselhaltige Kalksteine, von denen der eine ein litoraler Quarzsandstein mit überwiegendem kalkigem Bindemittel ist, während der andere ein Flachsee-Kalkstein mit diagenetisch ausgeschiedenen Quarzkrystallen ist. Analog sind die rothen Schlamme an der Mündung tropischer Flüsse, die Terrarossa der Korallenriffe und der Rothe Thon der Tiefsee, kurzum alle diejenigen Gesteine, welche in verschiedenen Faciesbezirken entstanden sind und dennoch dieselben wesentlichen Eigenschaften besitzen.

Es wird häufig der Fall eintreten, dass ein Gestein homolog und analog zugleich ist, dass in derselben Facies zu verschiedenen Zeiten das petrographisch identische Gestein gebildet wurde; aber in der Regel wird man äquivalente Gesteine entweder in homologe oder in analoge Aequivalenz bringen müssen.

Die Petrographie wird bei ihren Betrachtungen und bei der Aufstellung des Systems der Gesteine die analogen Eigenschaften in den Vordergrund stellen. Oftmals decken sie sich mit den wesentlichen Eigenschaften, und die petrographische Untersuchung kann uns nicht lehren, ob diese am meisten in die Augen fallenden Charaktere, ob das Ueberwiegen eines bestimmten chemischen Bestandtheils primär ist, oder durch Diagenese und Metamorphose sekundär erworben wurde. Kalksteine bilden sich in sehr verschiedenen Faciesbezirken, und einem

1) E. v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol 1879, S. 7.

fossilleeren Kalk kann man im Handstück nnd im Dünnschliff nicht immer ansehen, ob er an einer Quelle, in der Flachsee, auf einem Korallenriff, oder in der Tiefsee entstand. Um die Homologie der Gesteine zn erkennen, bedarf es immer der Untersuchung des ganzen Schichtenverbandes, und der heteropischen Facies desselben oder eines benachbarten Faciesbezirkes. Ebenso wenig wie man bionomisch eine Fauna beurtheilen kann, die aus dem Gestein ganz herauspräparirt wurde, so kann man nach dem Dünnschliff und dem Handstück niemals die Homologie oder Analogie eines Gesteines bestimmen. Auch hier bedarf es eingehender geologischer Beobachtung aller begleitenden Umstände, wenn ein gesichertes Resultat erzielt werden soll.

Die geographische Anordnung der Faciesbezirke der Gegenwart umgiebt den Erdball mit einem System harmonisch zusammenhängender Regionen. Die Faciesbezirke des Festlandes orientiren sich, annähernd den Breitengraden folgend, in parallelen Gürteln concentrisch um die Erde. Die Faciesbezirke des Meeres lassen sich nicht so leicht in ihrer Lage zur Erdaxe bestimmen. Das Litoral des Polargebietes wird durch seine Verknüpfung mit Moränen, das Litoral des Tropenlandes durch Korallenriffe und Rothschlamm erkannt werden können, aber im Uebrigen theilt sich das Meer in bionomische und lithologische Regionen, deren geographische Orientirung grossen Schwierigkeiten unterliegt. Das Meer kennt keine regelmässig abgegrenzten Klimazonen, am allerwenigsten am Meeresgrunde; und die Orientirung einer fossilen Gesteinsreihe auf der Erdoberfläche, die Bestimmung, ob eine tropische oder polare Ablagerung vorliegt, und welche Lage die Erdaxe damals gehabt habe, lässt sich nur auf Grund des Geobios und der festländischen Faciesbezirke treffen. Dagegen vervollständigt sich das Bild der Erdgeschichte, wenn es uns gelingt, die Grösse und Tiefe eines Meeres, seine Gliederung und seine Küstenlinie, seine Korallen-Archipele und seine vulkanischen Inseln festzulegen.

Aber diese Arbeit kann nur auf Grund sorgfältigster Unterscheidung zwischen analogen und homologen Gesteinen geschehen; und nur wenn wir, unbekümmert um die wesentlichen petrographischen Merkmale, die primären und genetisch älteren Eigenschaften erkennen, wenn wir aus der Lagerung die Faciesbedingungen entziffert haben, dann erst sind wir imstande eine Paläogeographie der Erdoberfläche zu unternehmen.

---

29. Der Facieswechsel.

Fast jedes geologische Profil besteht aus petrographisch verschiedenartigen Gesteinen, die in oft wiederholtem Wechsel übereinander liegen; und selbst die mächtigsten Kalkstöcke der Alpen werden von Thonen, Mergeln oder Sandsteinen unterteuft oder überlagert. Der Wechsel in den petrographischen Merkmalen ist eine so allgemeine Erscheinung, dass er überall zum Ausdruck kommt; fast jede Schichtenfuge trennt petrographisch verschiedene Gesteine.

Diese Verschiedenheit der Gesteine kann eine nachträglich erworbene sein, — Diagenese und Metamorphose gestalten die Eigenschaften gleichartiger Gesteine oft sehr wesentlich um, — aber in der Regel wird die Verschiedenheit der in einem Profil auftretenden Gesteine als primär zu betrachten sein; und da ein enger Causalzusammenhang zwischen Ursache und Resultat bestehen muss, so ist die Annahme berechtigt, dass primär verschiedene Gesteine unter lithogenetisch verschiedenen Bedingungen gebildet worden sind.

Aber zu den charakteristischen Erscheinungen eines Profils gehören nicht allein die Gesteine, sondern auch die Schichtenfugen.

In einem früheren Abschnitt haben wir ausgeführt, dass eine concordante Schichtenfuge eine Auflagerungsfläche, eine Discordanz aber eine Denudationsfläche darstellt. Jede dieser Flächen entspricht also wiederum bestimmten Bildungsumständen, und wenn wir in einem gegebenen Profil petrographisch verschiedene Gesteine durch concordante und discordante Schichtenfugen abgegrenzt sehen, so lesen wir aus diesen Merkmalen nicht allein einen Wechsel der Gesteinsbildung heraus, sondern auch die Bedingungen von Auflagerung und Denudation schieben sich zwischen die Phasen des lithogenetischen Vorganges ein.

Sehen wir uns auf der heutigen Erdoberfläche um, betrachten wir die lithogenetischen Vorgänge nach ihrer Vertheilung im Raum, so beobachten wir nebeneinander, gesetzmässig nach den Bildungsumständen vertheilt, nicht nur Regionen der Denudation und Gebiete der Auflagerung, sondern diese letzteren zeigen einen grossen Wechsel in den petrographischen Eigenschaften der dort gebildeten Ablagerungen. Neben Dünensanden bilden sich Wattenmergel, neben Austernbänken lagern sich Thone ab, und neben den Lavaströmen liegen die wohlgeschichteten Tuffe des Aschenkegels.

Für den gegenwärtigen Horizont der geologischen Entwicklung ebenso wie für jeden längst verflossenen Zeitabschnitt der Erdgeschichte liegen also die petrographisch verschiedenen Gesteine und die Flächen der Denudation und Auflagerung nebeneinander, und das Wort Facieswechsel wendet man im Speciellen an, um diese Verschiedenheit gleichzeitiger Bildungen zum Ausdruck zu bringen.

Aber jedes geologische Profil entspricht nicht einem Zeitmoment der Erdgeschichte, sondern es entstand während einer längeren oder kürzeren Zeitfolge, und dieser Zeitraum ist im Allgemeinen um so länger, je höher das betrachtete Profil ist.

Würden alle lithogenetischen (bionomischen, meteorologischen, physikalischen u. s. w.) Umstände während der ganzen Vergangenheit immer dieselbe Orientirung zur Erdachse und dieselbe geographische Lage auf der Erdoberfläche gehabt haben, so müsste die Vertheilung der Denudation und der Auflagerung, ebenso wie diejenige der petrographisch verschiedenen Gesteine in jedem Profil von unten bis oben dieselbe sein, d. h. wir würden an einer Stelle der Erdrinde nur eine Denudationsfläche, an einer anderen Stelle eine gewaltige Lavamasse, an einem dritten Profil ein grosses Kalklager, wieder wo anders eine einheitliche Sandsteinablagerung vor uns sehen. Jedermann weiss, dass das nicht der Fall ist, und dass discordante Schichtenfugen mit Concordanzen ebenso abwechseln, wie festländische Kohlenlager auf marinen Korallenkalken, glaciale Conglomerate auf Seesanden lagern.

Wir brauchen ja nur einige Wochen hindurch eine Sandbank in einem Flussbett zu beobachten, um zu sehen, wie in einer sehr kurzen Zeitfolge bald das träge dahinschleichende Wasser Sand oder Schlamm ablagert, bald der hochangeschwollene Fluss die Sandbank anfrisst und eine Denudationsfläche schafft. So wechselten hier im Laufe weniger Wochen die Bildungsumstände und überall bemerken wir die Spuren beständiger Wandelungen in den physikalischen Zuständen der Erdoberfläche und der Vertheilung der Faciesbezirke.

Bei der Untersuchung dieser unaufhörlichen Facieswechsel müssen wir zwei verschiedene Probleme auseinanderhalten und jedes für sich allein besprechen, zuerst die Frage nach der thatsächlichen Feststellung des Facieswechsels, zweitens die Frage nach den Ursachen dieser Erscheinung.

W o r a n e r k e n n e n w i r e i n e n F a c i e s w e c h s e l? Die Beantwortung dieser Frage lautet verschieden, je nachdem man unter Facies die petrographischen Eigenschaften eines Gesteines oder die verschiedenen Ursachen der Gesteinsbildung versteht.

Ein Beispiel wird das Gesagte am besten erläutern: gegeben sei ein Fjord von 500 m Tiefe, dessen Wände senkrecht abstürzen und dessen Boden sich mit Sedimenten bedeckt, während der Meeresspiegel und alle sonstigen klimatischen Bedingungen constant bleiben. Der Charakter der hier gebildeten Ablagerungen wird einen unveränderten petrographischen Charakter behalten, bis die Ablagerung so mächtig wird, dass sie die Assimilationsgrenze erreicht und in die diaphane Region hineinrückt. Es können sich jetzt Algen dort ansiedeln, und mit ihnen wandert eine herbivore Fauna benthonischer Thiere ein, die vorher in der betreffenden Bucht nicht leben konnten. Indem sich Algenreste dem Sediment beimengen, vielleicht Kalkalgen phytogene

Kalklinsen bilden und die herbivore Fauna zur Entstehung zoogener Kalksande Anlass giebt, wechselt jetzt rasch der petrographische Charakter der Ablagerung. Dieselbe wächst immer weiter empor, steigt aus der Region der Tiefseekorallen (110—75 m) in die Korallenregion (75—27 m) von dieser in die Laminarienregion (27—1 m) und kömmt hierbei in immer bewegtere Wasserschichten. Wenn die Ablagerung vorher nur durch die heftigsten Stürme etwas bewegt wurde, so wühlt jetzt jede Welle den Boden auf, schlämmt die Ablagerungen, erzeugt indirekte Schichtung, und wenn schliesslich die ganze Schichtenreihe von 500 m Mächtigkeit geologisch untersucht wird, so findet man in ununterbrochenem Wechsel ganz verschiedenartig geschichtete, petrographisch wohlunterschiedene Schichten übereinander, obwohl der Meeresspiegel constant blieb, obwohl in der betreffenden Bucht ein „ganz ruhiger Absatz“ der Sedimente erfolgen konnte. Auch der Fossilgehalt der übereinanderliegenden Schichten zeigt grosse Veränderungen, obwohl eine Veränderung des Meeresniveaus nicht eingetreten ist.

Der oben geschilderte Fall mag eine Ausnahme sein, aber er lehrt uns ein wichtiges Princip, das bei der Beurtheilung jeder Ablagerung in Betracht gezogen werden muss, dass nämlich der Ablagerungsvorgang und ebenso sein Gegenbild, der Denudationsprozess, schon für sich allein die Bedingungen der Ablagerung und der Denudation verändern.

Wenn wir nun mit dem Worte Facies die Bedingungen der Ablagerung bezeichnen wollen, so kommen wir bei der Beurtheilung des geschilderten Beispiels zu dem Schluss, dass der Gesteinscharakter wechselt, obwohl der wichtigste Faktor, das Meeresniveau, keine Veränderung erlitten hat.

Diese und ähnliche Betrachtungen waren es, welche mich bestimmten den Begriff der Facies in enger Anlehnung an die Definition von Gressly folgendermassen zu fassen: Facies nennt man die unterscheidenden Merkmale gleichzeitig gebildeter Gesteine, oder etwas weiter gezogen: Facies ist die Summe der primären Eigenschaften eines Gesteins.

Wir beantworten also die Frage nach den Erkennungszeichen eines Facieswechsels damit, dass wir sagen: Jeder Uebergang einer Ablagerung in homologe gleichzeitige Gebilde, oder in ein hangendes, petrographisch verschiedenes Gestein, ist ein Facieswechsel.

Die Veränderung der primären petrographischen Charaktere ist bisweilen eine so allmälige, dass die Kontinuität der Ablagerung gewahrt bleibt und eine scharfe Grenze zwischen beiden Facies nur willkürlich gezogen werden kann. In anderen Fällen wechselt die Facies so rasch und so plötzlich, dass beide Gesteine durch eine scharfe Schichtenfuge voneinander getrennt werden.

Man könnte daraufhin sagen, dass dann jede Schichtenfuge einen Facieswechsel repräsentire, allein diese Verallgemeinung würde nicht zutreffend sein. Wir haben S. 631—2 ausgeführt, dass man direkte von indirekter Schichtung unterscheiden müsse. Indirekte Schichtung entsteht dadurch, dass eine aus verschieden schweren Bestandtheilen gebildete Ablagerung geschlämmt wird, dass z. B. ein sandiger Thon bei einem Sturm aufgewühlt wird, dass dessen thonige Bestandtheile

länger im Wasser schwehen als die Sandkörner. Infolgedessen wird jene Ablagerung durch einen Sturm in eine untere sandreiche und eine obere thonreiche Schicht getheilt. Diese indirekte Schichtung ist natürlich nicht als Facieswechsel aufzufassen, während allerdings nach unserer Anschauung jede direkte Schichtenfuge zwei verschiedene Facies trennt und einen Facieswechsel anzeigt.

Schon mehrfach haben wir darauf hingewiesen, dass die einzelnen Faciesbezirke nicht allein durch bestimmte Ablagerungen, sondern auch durch Denudationsvorgänge ausgezeichnet sind. Bei dem Facieswechsel kann es nun häufig vorkommen, dass zwei übereinanderliegende Ablagerungen durch eine kurze Denudationsperiode getrennt sind, so dass damit vielleicht manche Facies wieder verschwunden sind, die einmal dazwischen zur Ablagerung kamen. Wenn wir uns die Ablagerung einer mehrfach gebildeten und wieder abradirten Sandbank, die Ablagerung einer mehrfach aufgeschütteten und wieder exarirten Frontmoräne vorstellen, so haben wir Beispiele derartiger vorübergehender „interner“ Denudationen, welche nur kurze Phasen in einer vorwiegenden Ablagerungsperiode darstellen. Sofern wir uns also weder durch indirekte Schichtung noch durch Denudationsflächen stören lassen, dürfen wir ruhig jede Schichtenfuge als den Ausdruck eines Facieswechsels betrachten.

Wir wenden uns jetzt zur Beantwortung der zweiten Frage: Wodurch entsteht ein Facieswechsel? Die Veränderungen der Erdoberfläche sind zum Theil durch periodisch wiederkehrende astronomische Ursachen, wie die Axendrehung der Erde, die Umdrehung des Mondes um die Erde, oder die Umdrehung der Erde um die Sonne bedingt. Wenn auch jede dieser Veränderungen ihre Spur den gleichzeitig gebildeten Ablagerungen aufdrückt, so ist doch die Periode derselben eine so kurze, ihre Wirkung eine so häufig wiederkehrende, dass sie den Aeonen geologischer Zeiträume gegenüber leicht verschwinden, und in ihrem Wechselspiel, in ihren einzelnen Phasen nicht immer wieder erkannt werden können.

Andere Veränderungen der Erdoberfläche sind nicht periodisch und erfolgen innerhalb säkularer Zeiträume, so dass ihre Wirkung in den gleichzeitig gebildeten Ablagerungen deutlicher zum Ausdruck kommt und leichter wiedererkannt werden kann. Diese Veränderungen betreffen entweder die Lithosphäre, die Hydrosphäre oder die Biosphäre. Die Veränderungen der Lithosphäre nennen wir Dislokationen. Sie bestehen in centrifugalen oder centripetalen, in radialen oder tangentialen Bewegungen der Erdrinde, deren Wirkung sich in der Hebung von Faltengebirgen oder in dem Einsinken von vielgestaltigen Erdschollen äussert. Durch Dislokationen wird zuerst die Vertheilung der Hydrosphäre geändert, indem Festlandsbezirke durch Senkung zu Meeresboden werden. Durch Dislokationen ändert sich das Klima einzelner Faciesbezirke, indem mitten in der gemässigten Zone oder gar im Tropenland Gebirge entstehen, die durch ihre topographische Höhe Inseln des Polarklimas darstellen. Durch Dislokationen ändert sich das Flusssystem eines Landes und damit der Transport der Denudationsprodukte — und die Ursachen aller dieser Veränderungen liegen in Bewegungen der Erdrinde.

Zu den Veränderungen der Lithosphäre müssen wir auch Denudation und Auflagerung rechnen. Durch die eine werden Gebirge

und Festländer abgetragen, durch die andere entstehen Sedimentlager, Vulkane und Inseln, Schutthügel und Sanddünen. Obwohl Denudation und Senkung, Auflagerung und Hebung in sehr ähnlicher Weise verlaufen, so müssen wir doch diese Vorgänge scharf voneinander unterscheiden und terminologisch trennen.

Die Veränderungen der Hydrosphäre nennen wir Oscillationen, wenn sie periodisch, Transgressionen, wenn sie continuirlich sind. Die Oscillationen bestehen in einem Auf- und Absteigen des Meeresspiegels und bewirken eine tiefgreifende Veränderung der Wasservertheilung überall, wo die Küste von einem Flachland begrenzt wird. Bald steigt, von geheimnissvollen Kräften emporgezogen, der Meeresspiegel 100 m über sein früheres Niveau, bald sinkt er unter dasselbe und verändert dabei sehr wesentlich die Grenzen der Flachsee, des Litorals und der Küste. Die Transgressionen sind positive Meerschwankungen von continuirlichem Verlaufe; das Meer überschreitet seine Grenzen, schreitet weit über die Festländer hinweg und macht sie zum Schauplatz neuer mariner Ablagerungen.

Die Veränderungen der Biosphäre nennen wir Wanderungen der Pflanzen und Thiere. Obwohl sie in der Regel eine Folge der vorher aufgezählten Veränderungen von Lithosphäre und Hydrosphäre sind, so haben doch auch sie wieder ihre lithogenetischen Konsequenzen. Wenn durch Veränderungen des Salzgehaltes eines Nebenmeeres seine stenohaline Fauna ausstirbt, so äussert sich diese Thatsache in den Veränderungen der dort gebildeten Ablagerungen; wenn an einem Bergland die Waldgrenze hinaufwandert, so wandert auch das Gebiet humoser Ablagerungen in benachbarte, höher gelegene Regionen.

Das zuletzt Gesagte leitet uns nun über zu der Frage: Welches sind die Begleiterscheinungen des Facieswechsels? Das feinste Reagens auf die Veränderungen ihrer Umgebung sind zweifellos die Organismen. Die Isokryme von 20° C. umgrenzt alle Regionen der Korallenriffe, und damit auch die Verbreitung der korallophilen Fauna. Organismen des polaren Litorals steigen in die gewaltigsten Tiefen des Meeres hinab, nur weil sie dort dieselbe niedrige gleichbleibende Temperatur finden; und die Fauna und Flora des Festlandes belegt mit tausend Beispielen, welche enge Beziehung zwischen dem Geobios und den bionomischen Verhältnissen der Klimazonen bestehen. Beispiele für die Abhängigkeit der Fauna und Flora von der Facies findet man S. 25—34, 170, 210, 211, u. a. O. angeführt.

Wenn wir also überall sehen, dass die Vertheilung der Pflanzen und Thiere in strengster Abhängigkeit steht von den physikalischen Zuständen ihrer Umgebung, so ist der Schritt nicht weit zu der Erkenntniss, dass jeder Facieswechsel mit Veränderungen der Organismenwelt verknüpft ist. Wir haben im Kapitel 4. des ersten Theiles an einer Reihe von Beispielen gezeigt, dass die Beschaffenheit des Meeresbodens, dass die marine Facies eine maassgebende Rolle bei der Vertheilung der Pflanzen und Thiere spielt. Wenn nun nicht nur nebeneinander verschiedene gleichzeitige Facies existiren, sondern dieselben bei Veränderungen der Bildungsumstände sich überlagern; wenn eine Reihe verschiedenartiger Schichten einem mehrfachen Facieswechsel entspricht, so folgt daraus, dass wir in den

übereinanderliegenden verschiedenen Gesteinen deshalb verschiedene Fossilien antreffen, weil sie verschiedene Facies darstellen.

Als Darwin und Haeckel dem Grundgedanken der modernen Entwickelungslehre überall Eingang verschafften, da trat auch an die Paläontologie die Aufgabe heran, sich mit der neuen Lehre abzufinden. Wenn irgendwo, so mussten hier die Beweise für die Einheit des organischen Stammbaumes, für die genetischen Zusammenhänge der Gattungen und Arten gefunden werden.

Aber auf die Begeisterung der ersten Anfänge folgte eine Zeit der Entnüchterung und Resignation; denn gar bald beobachtete man, dass in den übereinanderliegenden Schichten nicht Formenreihen mit allmäligen Mittelgliedern zu finden waren, sondern dass wohlabgegrenzte Arten, oft sogar verschiedene Gattungen aufeinander folgten. Dem Gegner der Entwicklungslehre wurde damit eine scharfe Waffe in die Hand gedrückt, und die Paläontologie scheint im Recht zu sein, wenn sie sich mit kritischer Zurückhaltung vielfach scheut vor phylogenetischen Reihen.

Woran liegt es denn, dass man in den übereinander folgenden Schichten eines gegebenen Profils meistens nicht die Uebergänge von einer Art zur andern, sondern verschiedene, wohl unterscheidbare gute Arten findet? — die Antwort lautet: im Facieswechsel. Es ist eine Ausnahme, wenn die allmäligen Variationen in übereinanderliegenden Schichten gefunden werden, denn der thiergeographische Weg einer bestimmten Formenreihe führt nicht in einer vertikalen Linie durch die geologischen Horizonte der Erdrinde hindurch, sondern in einer Zickzacklinie. Keine Stelle der Erdrinde hat in der geologischen Vergangenheit immer unter denselben meteorologischen und bionomischen Bedingungen gestanden, beständig haben sich die Faciesbezirke verschoben, und mit ihnen musste die Flora und Fauna wandern. Kamen jene nach langer Wanderung wieder auf ihren Ursprungsort zurück, brachten sie ihre endemische Fauna wieder mit, so war diese inzwischen im Kampf ums Dasein und durch die Bedingungen der Migration so verändert, dass sich wohl dieselben Gattungsmerkmale, aber nicht dieselben Speciescharaktere vorfanden.

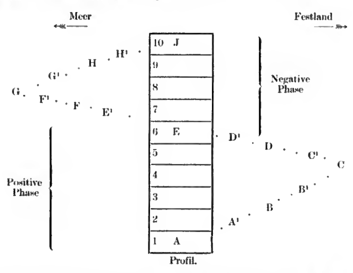
Und dass die Faciesbezirke des Festlandes ebensosehr gewandert sind, wie die marinen Lebensbezirke, davon legt jedes Profil Rechenschaft ab. Selbst wenn die petrographischen Eigenschaften eines mächtigen Gesteins von unten bis oben unwandelbar sind, müssen die lithogenetischen Bedingungen gewechselt haben. Damit ein Korallenriff 200 m mächtig werden kann, musste eine positive Strandverschiebung von mindestens 120 m erfolgen, und wenn hierbei auch der Korallenkalk gleichartig und petrographisch einheitlich gebildet wird, so beeinflusste dieser Meereswandel doch sehr die Bildungsumstände gleichzeitiger mechanischer Sedimente.

Die Thatsache, dass in den meisten Profilen die übereinanderliegenden Schichten verschiedene, durch keine Uebergänge verknüpfte, Arten enthalten, steht also keineswegs in Widerspruch mit der Entwicklungslehre — im Gegentheil, diese Erscheinung ist eine Forderung

der Erdgeschichte, sie folgt nothwendig aus der geologischen Entwicklung der Gesteine und der Organismen, sie ist die einfache Consequenz des Facieswechsels.

Betrachten wir einmal die Entstehung eines marinen, fossilreichen Profils etwas näher, und verfolgen wir, welche Wanderungen eine litorale Fauna während einer Oscillation des Meeres ausüben muss:

Gegeben sei ein Profil litoraler Sedimente, bestehend ans 10 aufeinanderfolgenden Schichten. Die Orientirung dieses Profils war eine solche, dass rechts davon das Festland, links die Hochsee lag. Während der Bildung der Schichten von 1—5 erfolgte eine positive Strandverschiebung, und von 6—10 sank der Meeresspiegel wieder auf sein Anfangsniveau. In dieser oscillirenden Periode, die vielleicht mehrere hundert Jahre umfasst, veränderte sich die Art A allmälig in A', dann in B, B¹, C, C¹, D, D¹, E, E¹, F, F¹, G, G¹, H, H¹ und J in der Weise, dass die Eigenschaften von A, E und J je den Unterschieden von Arten, die Charaktere zwischen A, A¹, B, B¹, aber nur Variationen repräsentiren, so sehen wir folgendes Bild:



Profil.

Wir erkennen sofort, dass die Variationen und Mutationen zwischen den guten Arten A nnd E transgredirend auf der Festlandsseite, die Uebergänge zwischen E und J aber auf der Meeresseite eingebettet sind, und dass in dem gegebenen Profilausschnitt nur die wohl unterscheidbaren Arten gegensätzlich, unvermittelt, übereinander auftreten.

Dieses eben behandelte schematische Beispiel ist aber das normale Paradigma für die gesammte lithogenetische, paläontologische Geschichte der Erde. Beständig haben sich auf der Erdrinde die Faciesbezirke und die Lebensbezirke verschoben; niemals waren die klimatischen Zonen und die Meeresgrenzen constant, niemals konnte die Organismenwelt ruhen, immer wurde sie durch den Wandel des Mediums zu

Wanderungen gezwungen, und stets musste sich sowohl diejenige Fauna, die ihren Wohnsitz innebehielt, wie diejenige, welche auswanderte, morphologisch verändern.

Wir gingen davon aus, dass die petrographisch verschiedenen Gesteine eines Profils, dass der zeitliche Facieswechsel eine Veränderung der lithogenetischen Bedingungen bedeute. Wenn wir nun mit seltenen Ausnahmen in jedem Profil die Spuren des Facieswechsels erkennen, so müssen wir uns zum Schlusse fragen: Was lehrt uns der Facieswechsel? Der Facieswechsel lehrt uns zuerst, dass stets die marinen Lebensbezirke einem Wandel unterworfen waren und dass die Fläche ebenso wie die Tiefe des Meeres beständig wechselte. Der Facieswechsel festländischer Gesteine lehrt uns, dass auch die lithogenetischen Bedingungen des Festlandes niemals stabile waren, dass die Klimazonen sich verschoben haben und dass mithin die Erdachse ihre Stellung im Weltenraum geändert haben muss. Seit dem Cambrium haben nicht nur die Klimazonen ihre Lage auf der Erdoberfläche beständig verändert, sondern auch die Vertheilung von Festland nnd Meer war stets eine andere. Beständig hat das Meer an den Küsten-auf- und und ab oscillirt, bisweilen hat es in grossen Transgressionen gründlich alle Verhältnisse umgestaltet. Die meisten dieser säkularen Veränderungen vollzogen sich langsam, allmälig; manche rascher und in kürzeren Zeiträumen. Bald war die Erdachse stabil, während die Erdrinde dislocirt wurde, bald verschob sich jene, und auf der Erdrinde arbeitete nur die Denudation; bald nagte die Abrasion langsam, kaum merklich an den Küsten, bald überschritt das Meer transgredirend ganze Festländer. Diese verschiedenen Vorgänge konnten isolirt auftreten, aber sie konnten auch durch Zufall in demselben Zeitabschnitt gleichsinnig wirken; und ohne dass eine der Kräfte sich wesentlich steigerte, so übten sie doch durch gemeinsame Arbeit eine scheinbar ungeheure Wirkung aus.

Die Organismen sind ebenso wie die Gesteine eine Wirkung der äusseren Bildungsumstände, ein Produkt ihrer schöpfenden und auslesenden Thätigkeit. Jede Pflanze und jedes Thier producirt eine Unzahl von Keimen und sucht sein Wohngebiet mit Hilfe derselben ins Ungemessene zu verbreiten. Jedes Wesen hat das Bestreben die ganze Erde zu bevölkern und wenn solches nicht der Fall ist, so sehen wir darin die auslesende Thätigkeit des Klimas. Die thiergeographischen Grenzen sind ein Ausleseprodukt, und die thiergeographischen Regionen wandern, wenn die auslesenden Bedingungen ihrer Lage auf der Erdrinde verschieben.

Der Facieswechsel, die petrographische Verschiedenheit übereinanderliegender Gesteine sind der bleibende Ausdruck wechselnder Umstände, und wenn wir daher die Organismenwelt, jeden Lebensbezirk, jede Gattung, jede Art seltsame Zickzackwege in der Erdrinde durchlaufen sehen, so ist solches eine nothwendige Folge des Facieswechsels.

---

30. Die Auslese der Gesteine.

Die Häufigkeit einer Pflanzenart oder einer Thierspecies wird hauptsächlich von zwei Faktoren bestimmt. Organismen, welche sehr fruchtbar sind vermehren sich im Allgemeinen rascher, als solche Pflanzen und Thiere, welche nur eine beschränkte Anzahl von Keimen produciren — aber diese ursprüngliche Fruchtbarkeit garantirt noch nicht den Individuenreichthum der Art. Denn wenn die wenigen Keime der einen Species alle am Leben bleiben, bis sie geschlechtsreif geworden sind, während die zahlreicheren Nachkommen der anderen Art vorher zu Grunde gehen, so wird schliesslich diese individuenarm, jene aber individuenreich sein.

Es wird also der Bestand einer Flora und Fauna nicht so sehr allein durch die Bildungsumstände, als durch die Bedingungen der Erhaltung bestimmt.

Diese für die gesammte organische Welt giltige Thatsache wurde von Darwin als regulirendes Princip erkannt, und als „natürliche Auslese“ oder „Kampf ums Dasein“ bezeichnet.

Dass diese Selektion überall in der organischen Welt stattfindet, lässt sich nicht bezweifeln, und dass durch sie Varietäten zu Arten werden, ist ein Grundsatz der Entwicklungslehre.

Auch in der unbelebten Natur beobachten wir überall eine natürliche Auslese und auch hier hängt die Häufigkeit eines Gesteins nicht allein an den primären Bedingungen der Bildung, sondern ebenso sehr an den secundären Umständen der Erhaltung. Von den unzähligen Ablagerungen, welche im Laufe der geologischen Vergangenheit gebildet worden sind, gingen die meisten wieder zu Grunde, und nur eine beschränkte Anzahl blieb fossil erhalten.

Beständig verändert sich die Oberfläche der Erde, unaufhörlich wandert der Stoff von einem Ort zum andern; wohin wir sehen, erblicken wir einen rastlosen Wechsel der Erscheinungen. Und so ist es immer gewesen, seit die Erdkugel sich mit einer festen Rinde umgab. Niemals hat seitdem die Wanderung der Materie auch nur einen Augenblick stille gestanden. Durch einen Regenguss bilden sich Wasseransammlungen, aber die Sonne verdampft rasch die entstandenen Tümpel; eine hohe Schneedecke verhüllt zur Winterszeit das Land, aber die Wärme des Sommers zerstört die Schneeablagerung; dürre Blätter fallen im Herbste von den Bäumen und bilden eine fussdicke

Laubdecke auf dem Waldboden, aber die Blätter zerfallen, der Wind wirbelt den Staub in die Höhe, und nach kurzer Zeit ist keine Spur von der Cellulosemenge mehr zu sehen. Am Ufer des Meeres bleiben bei Ebbe einzelne Seewassertümpel stehen, die heisse Sonne verdampft das Wasser und lässt eine fingerdicke Salzkruste am Boden zurück, aber die wiederkehrende Fluth löst das Salz auf und zerstört die gebildete Ablagerung; zahllose Kalkgerüste zierlicher Globigerinen sinken langsam von der Oberfläche des offenen Meeres zum Tiefseeboden hinab, aber das Seewasser löst sie auf, und ein kalkfreies Sediment bedeckt den Grund des Oceans. So sehen wir überall ein Werden und Vergehen, ein beständiges Bilden und Zerstören, und wir erkennen, dass die Bildungsumstände einer Ablagerung und die Häufigkeit eines Gesteins keineswegs in einem direkten Verhältniss stehen, dass sich zwischen Entstehung und Erhaltung die natürliche Auslese einschaltet und dass sie eine maassgebende Rolle spielt. Ablagerungen nennen wir alle diejenigen Stoffmassen, welche gebildet werden — zu Gesteinen werden nur jene, die erhalten bleiben; und selbst unter den Gesteinen giebt es solche, die fast unzerstörbar sind und deshalb in der Schichtenreihe der Erdrinde vorherrschen, während andere nur einen kurzen Bestand haben, schwer erhalten bleiben, und deshalb nur selten vorkommen.

Es ist ja klar, dass keine Materie von der Erde verschwinden kann, dass die Menge des irdischen Stoffes (wenn wir von den Meteoritenfällen absehen) constant bleibt. Aber alle Materie, die durch Lösung in die Hydrosphäre, oder gasförmig in die Atmosphäre aufgenommen wird, geht für die Lithosphäre verloren. Und da nur die Lithosphäre das Untersuchungsobjekt der Geologie ist, so können wir sagen, dass Ablagerungen und Gesteine verschwinden oder neue entstehen.

Die natürliche Auslese besteht also darin, dass gewisse Ablagerungen leicht in die Hydrosphäre oder die Atmosphäre aufgenommen werden, während andere Massen diesen Kräften gegenüber geschützt sind, und dass sich die Häufigkeit eines Gesteins nach diesen schützenden Umständen regelt.

Die Wirkungen der lithologischen Selektion sind verschiedene, je nachdem einfache oder zusammengesetzte Gesteine ihr unterworfen werden; wir wollen an einigen Beispielen das Gesagte erläutern.

Die Hydrosphäre selbst kann zu einer Alagerung werden, wenn durch sinkende Temperatur das Wasser in Eis übergeht; und das Steineis bildet unter Umständen einen beträchtlichen Theil der Lithosphäre. Aber es ist leicht einzusehen, dass jede Erhöhung der Temperatur dieses Gestein wieder zerstört. Auf der ganzen Erdoberfläche kann festes Wasser als Schnee und Hagel herabfallen, es schneit am Kilimandjaro ebenso wie am Nordpol, es schneit auf dem Gipfel des Sinai, es schneit im gemässigten Klima während des Winters. Aber diese festen Wassermassen bleiben nur da erhalten, wo die mittlere Temperatur der Erdoberfläche unter dem Gefrierpunkt bleibt. So finden wir Gletschereis und Steineis in tieferen Lagen nur innerhalb des Polarkreises; und in wärmeren Breiten ziehen sich diese Ablagerungen auf die kühleren Bergregionen hinauf.

Vor allen anderen Gesteinen ist wohl das Steinsalz am leichtesten in Wasser löslich, und obwohl in den Oceanen eine grosse Menge desselben enthalten ist, so giebt es doch darin noch viel mehr Wasser und überall, wohin Wasser gelangt, kann das Salz als Gestein keine Dauer haben. Deshalb finden wir ausgedehnte Salzlager an der offenen Erdoberfläche nur innerhalb der Wüstengürtel, denn diese Gebiete sind abflusslos und regenarm, und deshalb bleibt das Salzgestein hier erhalten.

Eine Ablagerung, welche sich leicht bildet, aber nur schwer erhalten bleibt, ist die Cellulose. Denn ebenso wie ihr Kohlenstoff aus der Atmosphäre stammt, so kehrt er durch Vermoderung leicht wieder in die Atmosphäre zurück. Eine ungeheuere Menge von Pflanzensubstanz wird beständig durch Assimilation erzeugt, aber sie dient erstens der Thierwelt zur Nahrung und muss die Fortdauer thierischen Lebens erhalten, zweitens aber wird sie leicht wieder durch chemische Vorgänge zerstört, und nur selten finden sich Umstände zusammen, welche Cellulose in grösseren Massen erhalten. Der Kohlenreichthum des Carbon und des Tertiär in Mitteleuropa ist nicht so sehr eine Folge gesteigerten Pflanzenwuchses, als vielmehr das Resultat günstiger Erhaltungsbedingungen.

Sehr interessant ist die Bedeutung der Selektion für die Vorgänge der Verwitterung, wie es Bischoff in seinem Fundamentalwerk[1]) betont, indem er mit den Worten beginnt: In der Erdkruste finden wir, soweit wir sie kennen, stets diejenigen Stoffe mit einander gemischt, welche die schwer löslichsten Verbindungen geben. Giebt ein Stoff mit mehreren anderen Stoffen schwerlösliche Verbindungen, so kommen die schwerlöslichsten am häufigsten vor.

Das Problem der natürlichen Auslese gewinnt aber noch eine höhere Bedeutung, wenn wir nicht die Verhältnisse der ganzen Erdoberfläche, sondern nur die Selektion innerhalb eines Faciesbezirkes ins Auge fassen. Alle Ablagerungen und Stoffe, die durch irgend ein Transportmittel aus einem Faciesbezirk herausgetragen werden, gehen für den betreffenden Besirk verloren, und der Reichthum eines solchen an der oder jener Ablagerung, das Fehlen anderer Gesteine, ist ein Produkt der Auslese; selbst das Sortiren der Sedimente nach Korngrösse und specifischem Gewicht, der Vorgang der Aufbereitung, sind auslesende Prozesse.

Aus den durch beständige Wasserläufe ausgezeichneten Faciesbezirken der gemässigten Zone und des Tropenlandes werden die Mehrzahl der im Wasser schwebenden feinpulverigen Schlammbestandtheile nach den Klärungsbecken der Flussseen, oder nach dem Meere getragen, während die schwereren Sande meist in den linearen Niederungen der Flussläufe abgelagert werden. Die Deflation entfernt den Staub so gründlich aus der Wüste, dass ihre Dünenketten aus reinem, staubfreiem Quarzsand bestehen. In den umgebenden Steppengebieten hält die Grasnarbe den Staub fest, und häuft ihn zu hohen sandarmen Lösslagern an. Im Faciesbezirk des Litorals sondert die Wasser- und Windbewegung das aus Thon und Sand gemischte Sediment. Der staubfreie

1) Bischoff, Lehrbuch der chem. und physik. Geologie. I, S. 1.

Sand wird zur hohen Düne aufgehäuft, während der Schlamm das Wattenmeer hinter der Düne erfüllt, oder in einiger Entfernung vom Ufer in tieferem, ruhigem Wasser das herrschende Sediment bildet. Der Radiolarienreichthum gewisser Tiefseeablagerungen ist ein Ausleseprodukt. Denn alle daselbst abgelagerten Kalkreste werden zerstört, während die unlöslichen Kieselskelette unversehrt bleiben und durch ihre Menge den Anschein erwecken, als ob dort vorwiegend Radiolarien abgesetzt worden seien.

Die Bedingungen der Erhaltung müssen aber nicht nur kurz nach der Sedimentbildung, sondern auch in der ganzen Folgezeit herrschen, wenn ein Gestein geologisch häufig sein soll. Und wenn wir die zackigen Ketten des Alpengebirges oder die Thalschlucht eines Bergbaches, die Form des Küstenabfalls oder die Gestalt der Inseln betrachten, so sehen wir überall den Satz bestätigt, dass die Oberflächenverbreitung eines Gesteins in einer bestimmten Denudationsfläche ebenfalls ein Ausleseprodukt ist.

In weichen Gesteinen kann die Denudation leichter arbeiten, als in härteren Felsen, deshalb ragen diese als zackige Vorsprünge, als kühne Klippen heraus und bilden die Gipfel aller Erhabenheiten. Wenn in unserem Klima die chemische Unzerstörbarkeit des Granits diesem ein Uebergewicht über andere Gesteine als bergbildendes Material giebt, und die darin auftretenden porphyrischen Gänge oft stärker verwittert sind — ist der polychrome Granit in der Wüste der physikalischen Verwitterung stark unterworfen, und glasige Porphyrgänge haben eine grössere Härte. Während der umgebende Granit zu Wüstensand zerfällt, ragen in der südlichen Sinaiwüste die Porphyrgänge als hohe Felsenrippen empor.

Ein vielgenanntes Beispiel für die auslesende Thätigkeit der Denudation ist der „Pfahl“ im Böhmerwald, der als lange Quarzmauer das stärker denudirte Gestein überragt.

Sobald wir uns gewöhnen, jede Denudationsfläche als ein Ausleseprodukt des in dem betreffenden Faciesbezirk herrschenden Klimas zu betrachten, dann werden wir ähnlichen Beispielen auf Tritt und Schritt überall begegnen.

Nachdem wir so an einigen Beispielen gezeigt haben, welche Bedeutung die natürliche Auslese für das Nebeneinander der geologischen Erscheinungen im Raume besitzt, müssen wir aber auch den Ausleseprozess als zeitlichen Vorgang in der Erdgeschichte betrachten.

Wenn wir uns ein Bild von dem Zustand der Erdoberfläche zu Beginn des Cambriums machen wollen, so brauchen wir nur alle känozoischen, mesozoischen und paläozoischen Schichten abzudecken, und uns eine so gründlich abgedeckte Karte vorzustellen. Diese alte präcambrische Erdoberfläche bestand aus Granit, Gneis, krystallinischen Schiefern und verwandten Felsarten. Charakteristisch für alle diese Gesteine ist es, dass sie aus verschiedenartigen Mineralien zusammengesetzt sind. Selbst die eingeschalteten Kalklinsen, Quarzitlager und andere einfache Gesteine, enthalten meist eine solche Menge von accessorischen fremden Mineralien, dass wir die Verbindung mehrerer Mineralien zu einem Gestein für jene Zeit als bezeichnend halten dürfen.

Vergleichen wir nun diese präcambrischen Gesteine mit den später gebildeten Ablagerungen, und sehen wir hierbei von den vul-

kanischen Massen ab, so begegnen uns in der Folgezeit geologischer Zeiträume immer mehr einfache Gesteine, die nur aus einem einzigen Mineral bestehen. Statt des aus Quarz, Feldspath und Glimmer zusammengesetzten Granits sehen wir eine Bank von Quarzkörnern, darüber eine dünne Schicht von Glimmerblättchen, und darauf eine Thonschicht; statt des in feiner Vertheilung überall enthaltenen Kalkes begegnen wir mächtigen Bänken reinen Kalkcarbonates; statt der eisenhaltigen Basalte sehen wir den Eisengehalt zu mächtigen Raseneisensteinen aufgespeichert.

Die meisten Vorgänge der Diagenese trennen Mineralgemenge, isoliren einzelne Bestandtheile aus complicirten Lösungen, und nur die vulkanische Metamorphose erzeugt noch jetzt zusammengesetzte Bildungen.

So beherrscht also das Gesetz von der Auslese auch die Geschichte der Gesteine, und allmälige Entwicklungsreihen führen von den complicirten, zusammengesetzten Felsarten zu immer einfacheren Bildungen. Die Geschichte der Sediment-Gesteine besteht im Wesentlichen in einer Isolirung der vorher verbundenen Bestandtheile, in einer mechanischen und chemischen Sonderung der Elemente, und die Gegenwart zeigt uns überall diesen Auslese- und Sonderungsprocess vor unseren Augen.

Mit der Verwitterung beginnt der Sonderungsprocess, dann tritt er uns bei der Ablation und beim Transport überall entgegen, und selbst mit der Diagenese hat er sein Ende nicht erreicht.

Alle mechanischen Ablagerungen sind Ausleseprodukte, sind sortirte, ursprünglich zusammengehörige Elemente. Wenn der Fluss die groben Blöcke am Fuss des Gebirges liegen lässt, den feineren Sand im Mittellauf absetzt, und deu Schlamm nach dem Delta und dem Meere trägt, so sondert er die einzelnen Bestandtheile des Verwitterungsschuttes.

Wenn der Wüstensturm in wenig Minuten die ganze Wüste mit einem Staubnebel verhüllt, und erst später die Wolken des schwereren Sandes daherwälzt, so sondert er die von der Insolation zerkleinerten Felsmassen.

Alle chemischen Ablagerungen sind Ausleseprodukte, denn nur die leichtlöslichen Elemente der Gesteine gingen in die Hydrosphäre über, und sie können chemisch wieder ausgeschieden werden; wenn die im Meerwasser enthaltenen verschiedenen Salze beim Eindampfen zu verschiedener Zeit ausfallen, so sehen wir in der Trennung des Kalksulphats von dem Chlornatrium ebenfalls einen Selektionsvorgang.

Von den im Quellwasser enthaltenen Bestandtheilen werden nur einzelne Stoffe abgeschieden, andere bleiben in Lösung, und überall werden zusammengesetzte Verbindungen in ihre Theile zerlegt.

Eine eminente Bedeutung spielt die natürliche Auslese bei organischen Ablagerungen. Die Pflanze nimmt aus der Atmosphäre Kohlensäure auf, aber sie sammelt nur den Kohlenstoff und giebt den Sauerstoff zum grössten Theile wieder ab. Die Foraminiferen und Korallen, Echinodermen und Mollusken entnehmen aus dem Meerwasser nur den Kalk, und die Radiolarien und Diatomeen entziehen denselben nur die Kieselsäure. Die Tange sammeln Brom und Jod in ihren Geweben, obwohl beide Elemente nur in ganz geringen Spuren

im Meere enthalten sind. Mag die Lösung des Seewassers noch so viel andere Stoffe erhalten, nur einzelne werden ausgeschieden.

So wirken mechanische, chemische und organische Kräfte, um die vorher vereinten Gesteinsbestandtheile zu trennen, um Lösungsgemische zu isoliern, um aus zusammengesetzten Gesteinen, einfache Gesteine zu machen. Die Diagenese vollendet den Vorgang. Die im rothen Tiefseethon enthaltenen Mangansalze vereinigen sich zu Manganconcretionen, feinvertheilte Eisensalze vereinigen sich in Sandsteinen und Lateriten zu grossen Eisenconcretionen. Der Kieselsäuregehalt, der in der Schreibkreide fein vertheilt war, zieht sich zu Feuersteinknollen zusammen, und überall vollziehen sich hierbei auslesende Vorgänge.

Die Entwicklung der organischen Welt geht meist vom Einfachen zum Differenzirten, Complizirten. Den umgekehrten Vorgang sehen wir bei der Entwicklungsgeschichte der Gesteine seit dem Cambrium sich vollziehen. Aus den gemischten Molekülgruppen, aus den zusammengesetzten Mineralaggregaten der vorcambrischen Lithosphäre und der Eruptivgesteine werden durch natürliche Auslese immer einfachere Gesteine erzeugt; mechanische, chemische und organische Vorgänge zerlegen die Mineralien, trennen Atome, und häufen ungemengte Ablagerungen überall auf. Und die Reihe der Gesteine bietet nicht minder interessante phylogenetische Beziehungen, als die Aufeinanderfolge der Fossilien.

---

31. Die lithogenetische Bedeutung der Organismen.

Eine grosse Anzahl von Pflanzen und Thieren ist direkt oder indirekt bei der Gesteinsbildung betheiligt. Die Verwitterung wird durch die Biosphäre in hohem Grade beeinflusst, Pflanzenwurzeln und Pilzhyphen dringen in Spalten und Klüfte und lockern das Gefüge der Felsen, die Humussäuren, welche im Boden von dem durchsickernden Regenwasser aufgenommen werden, befähigen dieses Kalk zu lösen, und wenn die Quelle sprudelnd zu Tage tritt, dann sind es wieder Pflanzen, die die Kohlensäure an sich reissen und dadurch den gelösten Kalk ausfüllen. So ist die Bildung der Kalksinter ein durchaus organisches Phänomen.

Die geschlossene Vegetationsdecke schützt das verwitterte Gestein vor den Angriffen der denudirenden Kräfte, und die cumulative Verwitterung des Tropenlandes ist durch Organismen bedingt.

Während der Mangel einer Vegetationsdecke in der Wüste die Stärke der physikalischen Verwitterung und der Deflation bedingt, hält die Grasnarbe der Steppen, ebenso wie der rasenbedeckte Boden im Windschatten unserer Berge, den Lössstaub fest, und die Lössbildung ist ein durch Organismen bedingter Vorgang.

Bekannt ist die Rolle, welche Pflanzen und Thiere bei der Bildung organischer Ablagerungen spielen. Die Globigerinenschlicke, Pteropodenschlicke, Muschelbänke und Conchiliensande, Korallenriffe und Kalkalgenlager sind organische Bildungen; die Radiolarienschlicke, Diatomeenschlicke, Spongitengesteine nicht minder. Alle Kohle ebenso wie alle bituminösen Beimengungen festländischer und mariner Ablagerungen sind organischen Ursprungs. Die *Zostera*wiesen des Wattenmeeres fangen ebenso den Schlamm der Flachsee auf, wie das Wurzelgewirr der Schorawälder und Mangrovedickichte. Zahllose Würmer, Holothurien, Aktinien, Ophiuren leben im Schlamm des Meeresgrundes. Beständig füllen sie ihren Darmkanal mit dem Sediment, beständig wandert dasselbe durch unzählige Thiere hindurch und wird hierbei verändert, gewisser Bestandtheile beraubt, von anderen Abfallstoffen durchsetzt. Welche Bedeutung haben nicht die Krebse für die Erzeugung scharfkantiger Muschelsande, die Seevögel für die Bildung des Guano. Geheimnissvoll arbeiten überall in den obersten Schichten der Lithosphäre die Bakterien. Die Ackerkrume, wie die marinen Sedi-

mente enthalten viele Tausende derselben. Sie veranlassen die Fäulniss und Vermoderung der Thier- und Pflanzenreste, sie bewirken es, dass die Beschaffenheit des marinen Grundwassers sich wesentlich unterscheidet von der Zusammensetzung des normalen Seewassers, dass in den obersten Sedimentschichten Kalk chemisch ausgeschieden wird, dass sich Schwefelwasserstoffe und Kohlenwasserstoffe bilden, und Vorgänge der Oxydation und Reduktion veranlassen. Die Bildung der Glaukonitsande im Innern von Foraminiferenschaalen, die Bildung kalkiger oder kieseliger, eisenhaltiger oder manganreicher Concretionen um organische Reste — Alles sind Vorgänge, die durch Organismen, veranlasst werden, und so können wir sagen, dass in allen Faciesbezirken der Erde, auf dem Festland wie im Meer überall Organismen eine wichtige Rolle bei den lithogenetischen Vorgängen spielen.

Seit dem Cambrium kennen wir die Reste von Pflanzen und Thieren, und da die cambrische Fauna vielfach die Charaktere einer Rückbildung, Verkümmerung trägt und keineswegs die älteste Fauna der Erdrinde repräsentirt, so haben wir ein Recht anzunehmen, dass in der ganzen Formationsreihe bis hinab zum Cambrium, ja noch über dieses hinaus die Organismenwelt eine ähnliche Rolle gespielt hat.

Betrachten wir die lithogenetische Thätigkeit der einzelnen verschiedenen Pflanzen- und Thierarten der Gegenwart etwas genauer, so kann es uns nicht entgehen, dass bestimmte Arten eine bestimmte Rolle spielen, dass nahe verwandte Arten oder Gattungen andere lithogenetische Wirkungen ausüben. *Corallium rubrum* bildet im Mittelmeer ausgedehnte Kalkriffe, während die nahe verwandte *Isis* zu solchen Sedimenten keinen Anlass giebt. *Sphagnum* ist durch seine vielen Wasserräume zur Torfbildung sehr geeignet, während nahe verwandte *Anthoceros* hierbei nicht betheiligt sind. *Lithothamnium racemus* bildet im Golf von Neapel in 50 m Tiefe ausgedehnte Kalklager, während *L. cristatum* am Strande wächst, und hier nur dünne Krusten auf felsigem Boden erzeugt.

Aus solchen Beispielen geht also hervor, dass die lithogenetische Bedeutung der recenten Organismen eine specifische ist, dass nahe verwandte Arten und Gattungen ganz verschiedene Wirkungen ausüben, dass keine Art die andere vollkommen ersetzen kann. Eine Kalkbank, die durch *Ostrea* gebildet wurde, wird immer andere Eigenschaften besitzen, als eine Kalkschicht die durch *Placuna* oder *Anomia* ausgeschieden wurde; ein Kalkriff, dessen Bildung durch *Porites* geschah, wird andere petrographische Eigenthümlichkeiten haben als ein *Goniastraea*kalk; eine in der Strandregion mit *Posidonia* bewachsene Sandablagerung bildet einen anderen Sandstein, als eine mit Algen besiedelte Sandfläche — kurzum die Lebenserscheinungen bestimmter Thier- und Pflanzenarten geben den unter ihrem Einfluss gebildeten Gesteinen specifische Charaktere.

Betrachten wir jetzt die Aufeinanderfolge der Organismen in der Erdgeschichte, so sehen wir eine beständige Veränderung der gesammten Lebewelt. Auf die Trilobiten und Graptolithen des Paläozoikum folgen die Ammoniten und Rudisten der mesozoischen Perioden. Es wechseln nicht nur die Arten, Gattungen und Familien, sondern sogar die Ordnungen und Klassen; und mit Ausnahme von *Lingula*, *Discina* und *Nautilus* hat kein paläozoisches Thier die Gegenwart

erreicht. So wandelte sich beständig die organische Welt um, eine Art, eine Gattung löste die andere ab, niemals stand die Umbildung der Formen stille.

Fügen wir jetzt diese Thatsache ein in den oben ausgeführten Gedankengang, betrachten wir von dem vorher charakterisirten Standpunkt die durch Organismen bedingten lithogenetischen Vorgänge der Vergangenheit, so ergiebt sich das unabweisbare Resultat, dass Hand in Hand mit den morphologischen Veränderungen der Organismenwelt auch ihre physiologische Thätigkeit beständig wechselte, dass seit dem Cambrium nicht nur die Arten der Pflanzen und Thiere sich verändert haben, sondern dass sich gleichzeitig alle durch Organismen eingeleiteten lithogenetischen Processe ändern mussten. Zwischen der morphologischen Form und ihrer lithogenetischen Leistung, zwischen Gestalt und Lebensweise der Thiere bestehen so enge, unauflösliche Beziehungen, dass jede Aenderung der Artcharaktere auch eine Aenderung der Gesteinsbildung bedingen musste.

Diese Aenderungen waren zweifacher Art. Denn erstens sehen wir in jedem Profil, dass die Lebensbezirke sich verschoben haben, dass die Floren und Faunen von einer Stelle der Erdrinde zur andern wanderten. Damit wanderten auch die lithogenetischen Processe, und wenn wir die triassischen Korallenkalke in den Alpen, die jurassischen im Juragebirge hauptsächlich verbreitet sehen, so bedeutet dies nicht nur eine Wanderung der Riffkorallen, sondern auch eine solche des Korallenkalk-bildenden Faciesbezirkes.

Aber neben den relativen Ortsverschiebungen der Optima eines bestimmten lithogenetischen Vorganges von einem Ort der Erdrinde nach einem andern, vollzogen sich auch absolute, qualitative Aenderungen der Lithogenese.

Die Organismenwelt ist im Laufe der Erdgeschichte nicht nur gewandert, sondern sie hat sich auch qualitativ verändert. Die übereinanderliegenden Schichten enthalten nicht allein eine verschiedene Fauna, sondern sie sind auch gerade deshalb unter lithogenetisch verschiedenen Umständen gebildet worden. Indem wir dieses anerkennen, sind wir aber an einer bedeutungsvollen Grenze der ontologischen Methode angelangt.

Alle physikalischen, alle chemischen Vorgänge, welche die Erdoberfläche seit dem Cambrium verändert haben, sind nach den gleichen Gesetzen erfolgt, und haben immer dieselben oder ähnliche Wirkungen hervorbringen müssen. Das Litoral des Cambrium musste ebenso wie der gegenwärtige Strand von den Meereswellen bespült und gewaschen werden, damals wie heute herrschten Land- und Seewinde, damals wie heute mussten sich Dünen und Watten bilden. Immer war Denudation und Auflagerung in der vegetationslosen Wüste dieselbe, immer flossen die Gletscher vom Hochgebirge herab, stets mussten sie ihre Moränen nach denselben Gesetzen ablagern.

Wenn die Organismenwelt nicht wäre, so würden daher auch immer dieselben Gesteinstypen gebildet worden sein, und würden alle mechanischen und vulkanischen, und viele chemischen Ablagerungen zwar an verschiedenen Stellen der Erdrinde, aber mit denselben wesentlichen Eigenschaften entstanden sein; dass dem nicht so ist, dass die Gesteinsreihe seit dem Cambrium immer andere Charaktere aufweist,

dass nur wenige Gesteinstypen stets dieselben physiographischen Merkmale besitzen, — das ist eine Folge der Umwandlung der Organismenwelt.

Jeder sammelnde Geologe weiss, dass er bestimmte Thierreste in bestimmten Gesteinsvarietäten zu finden sicher ist; an kleinen Merkmalen des Gesteins erkennt er den wahrscheinlichen Fossilgehalt.

In diesen wohlbekannten Thatsachen liegt aber ein sehr wichtiges Princip verborgen: Wenn in der Gegenwart bestimmte Pflanzen und Thierarten specifische lithogenetische Wirkungen ausüben, und wenn im Laufe der Erdgeschichte diese Arten ihre Artcharakter verändert haben, so müssen sich die lithogenetischen Wirkungen der organischen Welt beständig verändert haben.

Es giebt Gesteine, welche in allen Formationen vom Cambrium bis zur Gegenwart mit ziemlich gleichbleibenden Charakteren gefunden werden, wir nennen sie Dauergesteine und glauben der Vermuthung Raum geben zu dürfen, dass ihre Bildung wesentlich von allgemeinen klimatischen Bedingungen abhängig war. Daneben aber finden wir Gesteine, deren historische Verbreitung auf einen bestimmten Abschnitt der Erdgeschichte beschränkt ist, und die wir als Leitgesteine bezeichnen. Sofern diese Gesteine nicht der Metamorphose ihre Eigenschaften verdanken, scheint die Annahme naheliegend, dass sie ihre Charaktere durch specifische organische Processe erhielten.

Es würde uns zu sehr in das Detail erdgeschichtlicher Probleme hineinführen, wenn wir diese Gedanken an der Hand zahlreicher specieller Beispiele durchführen wollten. Unsere Aufgabe an diesem Ort kann es nur sein darauf hinzuweisen, dass eine Reihe von lithogenetischen Thatsachen nach denselben Gesichtspunkten beurtheilt werden muss, wie eine Reihe von Versteinerungen beurtheilt wird; und dass die Erdgeschichte nicht allein die Stammbäume der Pflanzen und Thiere zu enthüllen bestrebt sein soll, sondern auch die Welt der todten Gesteine mit dem lebendigen Gedanken der Entwicklungslehre durchdringen muss.

32. Die Erdgeschichte — eine Geschichte der Fossilien und der Gesteine.

Als man um die Mitte des vorigen Jahrhunderts begann, die Erdrinde genauer zu untersuchen, und auf Grund sorgfältiger Beobachtung Erdgeschichte zu treiben, waren die „Flötzformationen" der wichtigste Gegenstand der Untersuchung. Die tektonische Lagerung der Gesteine wurde zum Ausdruck historischer Unterscheidung, und das Wort „Formation" wurde demgemäss im doppelten Sinne gebraucht: sowohl um eine Summe petrographischer Eigenschaften, wie um einen Zeitabschnitt zu charakterisiren. Das Wort „Buntsandsteinformation" bezeichnete einerseits buntgefärbte Sandsteine mit thonigen, glimmerreichen Zwischenschichten, auf der anderen Seite aber auch einen bestimmten Abschnitt der Erdgeschichte; und wenn man petrographisch ähnliche Gesteine irgendwo fand, so nahm man keinen Anstand, in ihnen auch zeitliche Aequivalente der unteren Triasperiode zu erblicken. So wurde die Erdgeschichte zu einer Reihe petrographisch verschiedener Gesteine, und Namen wie „Kohlenformation", „Kreideformation" sind Ueberbleibsel jener ersten Periode in der Geschichte unserer Wissenschaft. Man kann diese Zeit die Periode der „Leitgesteine" nennen. Petrographische, mineralogische Untersuchung war damals die vornehmste Aufgabe des Geologen. Mit dem Säurefläschchen in der Hand kartirte er Kalk und Dolomit, mit der Lupe unterschied er feinkörnigen Granit und Porphyr, und jedem Gestein wies er seinen sicheren Platz in der Reihe der Formationen an.

Wir haben es mehrfach hervorgehoben, dass sich mit dem Anfang dieses Jahrhunderts der Inhalt geologischer Arbeit gründlich umgestaltete, besonders seit Smith 1816 den Nachweis führte, dass gleichartige Gesteine durch verschiedenartige Versteinerungen als verschiedenalterig, petrographisch ähnliche Gesteine aber durch gleichen Fossilgehalt als gleichalterig erkannt werden könnten. Statt der mine-

ralogischen und petrographischen Diagnose wurde die paläontologische Untersuchung massgebend, und statt der Leitgesteine gewannen die „Leitfossilien“ in der zweiten Periode der Geologie immer mehr an Bedeutung. Der „old red sandstone“ wurde von dem „new red sandstone“ getrennt; die silurische Grauwacke wurde von der petrographisch oft sehr ähnlichen cambrischen Grauwacke unterschieden, und immer tiefgreifender wurde der Einfluss der Paläontologie. Die Legende der geologischen Karte, welche anfangs nur petrographische Unterschiede zum Ausdruck gebracht hatte, enthielt immer mehr thiergeographische Bezeichnungen. Nehmen wir irgend eine geologische Uebersichtskarte zur Hand, so sehen wir in den meisten ihrer Farben nicht Gesteinsunterschiede, sondern Faunenunterschiede, und so sehr hat man sich an dieses Verhältniss gewöhnt, dass man es kaum für nöthig hält, den thiergeographischen Charakter der geologischen Karten hervorzuheben und zu betonen, dass die Thiergeographie die wichtigste Hilfswissenschaft der Stratigraphie ist, — denn die ganze stratigraphisch-geologische Arbeit, die ganze Formationslehre handelt von der Verbreitung der Organismen in Raum und Zeit.

Wenn die erste Periode der Geschichte der Geologie unter dem Zeichen der Mineralogie und Gesteinskunde stand, die zweite Periode aber durch den Einfluss der Paläontologie und Thiergeographie charakterisirt wurde, stehen wir jetzt am Anfang einer dritten Periode, und diese neue Zeit ist inaugurirt durch die moderne Entwicklung der Geographie und Oceanologie. Es ist kein Zufall, dass in dem letzten Jahrzehnt, geographische und geologische Arbeit sich so vielfach berühren; es hat einen tieferen Grund, wenn in den Kreisen der Geologen das Interesse für Tiefseeforschung und physische Erdkunde immer mehr zunimmt, dass so manche Abhandlung erscheint, deren Inhalt sich auf dem Grenzgebiet von Geographie und Geologie bewegt.

Die ontologische Methode, deren Bedeutung längst anerkannt war, gewinnt jetzt immer mehr an Einfluss, seitdem das Schleppnetz und das Tiefseeloth den Grund des Meeres erforscht hat, und die geologische Nomenklatur wird durch die physische Erdkunde tiefgreifend umgestaltet. Im lebhaften Kampfe wogen noch die Meinungen hin und wider, neue Gesichtspunkte tauchen auf, neue Probleme werden ein Ziel freudiger Arbeit.

Wenn bisher die Erdgeschichte wesentlich eine Geschichte der versteinerungsfähigen Thiere und Pflanzen war, wenn die paläontologische Betrachtungsweise alle anderen Interessen in den Hintergrund stellte, so ist es eine Forderung der neuen Zeit, dass auch die Sedimentgesteine in den engeren Kreis erdgeschichtlicher Probleme gerückt werden. Mit glänzenden Methoden hat die Petrographie die Eruptivgesteine untersucht, und mit bewunderungswürdiger Sorgfalt ist die Anatomie der krystallinischen Schiefer enthüllt worden. Die Geteine aber, welche Fossilien enthalten, alle die Schiefer und Sandsteine, die Mergel und Kalke, welche seit dem Cambrium gebildet worden sind, sie harren zum grossen Theil noch der Untersuchung. Ein ungeheures Material erdgeschichtlich werthvoller Thatsachen liegt in diesen vergilbten Akten verborgen; die Lithologie der Sedimentgesteine ist

berufen, nicht nur die Erdgeschichte nachhaltig zu fördern, sondern auch das Räthsel der krystallinischen Schiefer genetisch zu erklären. Neue Wege eröffnen sich der Forschung, schöne herrliche Ziele sind zu erreichen.

Die historische Geologie, welche bisher fast nur paläontologisch behandelt wurde, muss auch lithologisch betrachtet werden; die Geschichte der Erde ist nicht allein eine Geschichte der Münzen, sondern sie sollte eine Kulturgeschichte sein; sie ist nicht nur eine Geschichte der Thier- und Pflanzenarten, sondern auch eine Geschichte der Gesteinsarten. Der Fossilgehalt ist nur eine Eigenschaft der Gesteine, und die anderen petrographischen Charaktere sind von nicht geringerem erdgeschichtlichem Werth.

Solange der heutige Meeresboden unbekannt war, solange die festländischen Ablagerungen der gegenwärtigen Erdoberfläche nicht lithogenetisch erforscht wurden, fehlte es der Gesteinskunde an dem recenten Vergleichsmaterial; und während die ontologische Methode theoretisch überall als vollberechtigt anerkannt wurde, standen ihrer praktischen Anwendung gewichtige Mängel hindernd im Wege. 1845 begann Forbes seine Untersuchung des Aegäischen Meeres, von Jahr zu Jahr mehrten sich unsere Kenntnisse des Oceans, bis 1876 mit dem Abschluss der Challengerreise die Periode oceanographischer Entdeckungen ihren Gipfelpunkt erreichte.

Eine nicht minder erfolgreiche Entdeckungsperiode vollzog sich auf geographisch-geophysischem Gebiet. Die Phaenomene der Gletscherbildung, die Vorgänge der Abrasion, das Problem der Strandverschiebung, die Bildung der Sandlager in den Wüsten, die Entstehung der Korallen, kalke, die Lössanhäufungen der Steppen und die Laterite des Tropenlandes wurden mit lebhaftem Eifer untersucht; und während die Geologie einen ungeahnten Fortschritt auf geographischem Gebiet inaugurirte, wurde durch die moderne Oceanographie und Geographie das Forschungsgebiet geologischer Probleme umfassend erweitert.

Indem ein Einzelner es unternimmt, diese Fülle verschiedenartiger Ergebnisse zu einem Gesammtbild zu vereinigen, den ungeheueren Stoff zu ordnen und der erdgeschichtlichen Forschung dienstbar zu machen, ist er gezwungen, so mannichfaltige Wissenszweige zu berücksichtigen, so heterogene Disciplinen heranzuziehen, und sich über so verschiedenartige Erscheinungen ein abwägendes Urtheil zu bilden — dass der Spezialforscher ihm leicht einzelne Fehler wird nachweisen können. Wenn der Verfasser, im vollen Bewusstsein dieser unumgänglichen Schwierigkeiten, trotzdem das Unternehmen begann, und auf die Gefahr in manchem einzelnen Fall nicht das Richtige zu treffen, doch wagte den spröden mannichfaltigen Stoff unter einen grossen Gedanken zusammenzufassen, so geschah es in der festen Ueberzeugung, dass die Erdgeschichte durch die ontologische Methode nur dann nachhaltig gefördert werden kann, wenn das einschlägige Material zusammenfassend bearbeitet, und dem Geologen in handlicher Weise zugänglich gemacht worden ist. An Problemen und grossen, schönen Aufgaben fehlt es der historischen Geologie nicht, reich ist das noch zu erforschende empirische Material der Sedimentgesteine.

Möchte es meinem Buch gelingen, immer weiteres Interesse für diese neuen Probleme zu erregen, und dem Gedanken Bahn zu brechen, dass die Erdgeschichte eine Geschichte der Fossilien und der Gesteine sein soll. Wenn erst die Sedimentgesteine mit derselben Genauigkeit untersucht, und ebenso scharf bestimmt worden sind, wie die vulkanischen Felsarten, dann wird es gelingen, das reiche Thatsachenmaterial auch für die historische Geologie zu verwerthen, und so die Erdgeschichte zu fördern auf Grund der ontologischen Methode.

Index der Gattungsnamen.

Sach- und Ortsregister.



Druck von Ant. Kämpfe in Jena.

Druckfehler und Nachträge.

Seite XV Z. 28 v. o. Bedeutung zu streichen.
„ XXIX Z. 19 v. u. statt getrozt lies getrotzt.
„ 6 Z. 10 v. u. statt Chlorophyllkörner lies Chlorophyceen.
„ 12 Z. 21 v. u. statt binomischer lies bionomischer.
„ 19 Z. 18 v. o. statt symetrische lies symmetrische.
„ 21 Z. 22 v. u. statt ist lies sind.
„ 22 Z. 3 v. u. statt nummerisch lies numerisch.
„ 37 Z. 27 v. o. statt *Cystossira* lies *Cystoseira.*
„ 37 Z. 19 v. u. statt Rothalgen lies Algen.
„ 39 Z. 3 v. o. statt *Cruriopsis* lies *Cruoriopsis.*
„ 40 Z. 7 v. o. statt heliptropisch lies heliotropisch.
„ 40 Z. 13 v. u. Man pflegt neuerdings das Wort „Schutzfärbung“ als allgemeineren Begriff zu verwenden, und das Wort „Mimicry“ auf diejenigen Fälle zu beschränken, wo ein Thier die Form und Farbe eines anderen Thieres, oder eines Pflanzentheiles nachahmt.
„ 41 Z. 4 v. o. statt *Sygnathus* lies *Syngnathus.*
„ 41 Z. 7 v. u. statt ihre lies ihrer.
„ 42 Z. 24 v. o. statt Phosphorscenz lies Phosphorescenz.
„ 43 Z. 19 v. o. statt Triholiten lies Trilobiten.
„ 52 Z. 16 v. o. Nach Wittrock (Om Snöns och Isens Flora 1883 S. 112) und de Langheim (Berichte der deutsch. botan. Gesellschaft 1892 S. 531) enthält die Schnee- und Eisflora gegen 70 Arten von Algen (Phycochromophyceen, Diatomeen, Conjugaten, Volvocineen, Protococcoideen, Confervoiden), Pilzen und Moosen.
„ 65 Z. 17 v. o. Das Verzeichniss der Ostseemollusken von Boll hat sich durch spätere Untersuchungen als unrichtig herausgestellt. Nach dem Jahresberichte der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der Deutschen Meere in Kiel 1871 (IV. A. Die wirbellosen Thiere der Ostsee von K. Moebius S. 126—135) finden sich in der Ostsee folgende Mollusken:

Muscheln:

Mytilus edulis, L.
Modiolaria discors, L.
Modiolaria nigra, Gray.
Modiolaria marmorata, Forb.
Montacuta bidentata, Mont.
Cardium edule, L.
Cardium fasciatum, Mont.
Astarte borealis, Chemn.
Astarte sulcata, da Costa.
Astarte compressa, Mont.
Cyprina islandica, L.
Tellina baltica, L.
Tellina tenuis, da Costa.
Scrobicularia piperata, Gmel.
Scrobicularia alba, Wood.
Solen pellucidus, Penn.
Corbula gibba, Ol.
Mya arenaria, L.
Mya truncata, L.
Saxicava rugosa, L.
Pholas crispata, L.
Pholas candida, L.
Teredo navalis, L.

Schnecken:

Pontolimax capitatus, O. F. Müll.
Elysia viridis, Mout.
Embletonia Mariae, Mr. u. Ms.
Embletonia pallida, Ald. u. Hanc.
Littorina littorea, L.
Littorina obtusata, L.
Littorina rudis, Mat.
Lacuna divaricata, Fab.
Lacuna pallidula, da Costa.
Rissoa inconspicua, Ald.
Rissoa octona, L.
Rissoa striata, Ad.
Hydrobia ulvae, Penn.
Velutina haliotoidea, Fab.
Cerithium reticulatum, da Costa.
Triforis perversa, L.
Buccinum undatum, L.
Nassa reticulata, L.
Fusus antiquus, L.
Pleurotoma turricula, Mont.
Neritina fluviatilis, L.
Limnaea peregra, Müll.
Aeolis papillosa, L.
Aeolis exigua, Ald. u. Hanc.
Aeolis alba, Ald. u. Hanc.
Aeolis Drummondii, Thomps.
Aeolis rufibranchialis, Johnst.
Dendronotus arborescens, Müll.
Polycera ocellata, A. H.
Polycera quadrilineata, Müll.
Ancula cristata, Ald.
Doris pilosa, Müll.
Doris repanda, A. H.
Doris proxima, A. H.
Doris muricata, Müll.
Philine aperta, L.
Acera bullata, Müll.
Utriculus obtusus, Mont.
Utriculus truncatulus, Brug.
Amphisphyra hyalina, Turt.
Odostomia rissoides, Hanl.
Chiton marginatus, Penn.
Tectura testudinalis, Müll.

Dazu kommen, nach Kojevnikov: La Faune de la mer Baltique orientale 1893 S. 20—22, folgende Formen:

Dreissena polymorpha, Pall.
Cyclas corneus L.
Cyclas calyculata.
Pisidium obtusale, Cless.
Anodonta, sp.
Unio pictorum, Lam.
Valvata piscinalis, Müll.
Bithynia tentaculata, L.
Paludina vivipara, L.
Paludina fasciata, Müll.
Limnaea stagnalis, L.
Limnaea ampla, Hartm.
Limnaea ovata, Drap.
Limnaea vulgaris, Pf.
Limnaea palustris, Müll.
Limnaea succinea, Nils.
Planorbis carinatus, Müll.
Planorbis corneus, L.
Planorbis albus, Müll.

Seite 70 Z. 13 v. o. statt welche lies welcher.
„ 75 Z. 20 v. o. statt *tuberculatumz* war lies *tuberculatum* zwar.
„ 78 Z. 13 v. o. statt Seegelschiffe lies Segelschiffe.
„ 82 Z. 4—6 v. o. Auch — lehte noch, zu streichen.
„ 91 Z. 8 v. o. statt *Brugiera* lies *Bruguiera.*
„ 93 Z. 14 v. o. statt Tangenmantel lies Tangmantel.
„ 95 Z. 15 v. u. statt *Grabsus* lies *Grapsus.*
„ 102 Z. 8 v. u. nach Würmern einzuschalten: Arenicola marina L.
„ 110 Z. 16 v. u. statt *Cruriopsis* lies *Cruoriopsis.*
„ 111 Z. 7 v. o. statt *Bornetium* lies *Bornetia.*
„ 111 Z. 11 v. o. statt *Bonmaisonia* lies *Bonnemaisonia.*
„ 122 Z. 13 v. o. statt *Bilumnus* lies *Pilumnus.*
„ 122 Z. 23 v. o. statt *Commatula* lies *Comatula.*
„ 135 Z. 10 v. u. statt von lies vom.
„ 157 Z. 13 v. u. statt Ameliden lies Anneliden.
„ 160. Die Fussnoten sind 1) 2) 3) zu numeriren.
„ 161 Z. 3 v. u. statt ihn lies ihm.
„ 191 Z. 21 v. o. statt and lies und.
„ 204 Z. 12 v. o. statt wurden lies würden.
„ 204 Z. 17 v. o. statt fänden lies finden.
„ 213 Z. 20 v. u. statt geschlechtliche Fortpflanzung lies innere Knospung.
„ 247 Z. 7 v. o. und Z. 15 v. u. statt *Carteriospongia* lies *Crateriospongia.*
„ 248 Z. 12 v. o. statt verwölht lies vorwölbt.

Seite 277 Z. 15 v. u. statt haben lies sein.
„ 301. Ursprünglich war beabsichtigt, alle Echinodermengeschlechter in einer alphabetischen Liste zu vereinigen; als dann diese Liste getheilt wurde, sind versehentlich die Namen: *Cingula*, *Funiculina*, *Molpadia*, *Semperia* unter den Echiniden, und *Pentacta*, *Echinarachnius*, *Schizaster*, *Thyone* unter den Asteriden stehen geblieben.
„ 302 Z. 7 v. o. statt Mimicryfärbung lies Schutzfärbnng.
„ 366 Z. 21 v. o. statt carnea lies cornea.
„ 367 Z. 19 v. u. statt Dreissensia lies Dreissena.
„ 375 Z. 19 v. u. statt Zizyhinus lies Zizyphinus.
„ 377 Z. 16 v. o. statt Dosini lies Dosinia.
„ 551 Z. 5 v. o. statt sehliessen lies schliessen.
„ 554 Z. 5 v. o. statt Niedelta lies Nildelta.
„ 554 Z. 5 v. u. statt II. lies I.
„ 568 Z. 20 v. o. statt zimlich lies ziemlich.
„ 571 Z. 26 v. o. statt terassenförmigen lies terrassenförmigen.
„ 589 Z. 2 v. o. statt Erscheinuugen lies Erscheinungen.
„ 597 Z. 20 v. o. statt Schiffe lies Schliffe.
„ 600 Z. 25 v. o. statt das lies dass.
„ 616 Z. 6 v. u. statt das lies dass.
„ 673 Z. 3 v. o. statt Phryganenlarven lies Phryganeenlarven.
„ 673 Z. 16 v. u. statt Phospors. lies Phosphors.
„ 693 Z. 1 v. u. statt 1888 lies 1868.
„ 779 Z. 30 v. o. statt blässt lies bläst.
„ 797 Z. 16 v. u. statt Sandkörnre lies Sandkörner.
„ 831 Z. 20 v. u. statt glüchende lies glühende.
„ 859 Z. 10 v. o. statt 3440 lies 2000.
„ 863 Z. 12 v. o. statt des lies der.
„ 873 Z. 24 v. o. statt der lies an der.
„ 900 Z. 2 v. o. statt der lies welches.
„ 925 Z. 4 v. o. statt Aushölung lies Aushöhlung.
„ 947 Z. 2 v. o. statt mit, blossem lies mit blossem.
„ 1002 Z. 1 v. u. statt palaeozoisches lies cambrisches.
„ 1006 Z. 6 v. u. statt Geteine lies Gesteine.
„ 1007 Z. 24 v. u. statt Korallen, kalke lies Korallenkalke.
„ 1011 Z. 4 v. o. statt *Brugiera* lies *Brugiera*.
„ 1011 Z. 31 v. o. *Bilumnus* 122 zu streichen.
„ 1011 Z. 22 v. u. statt *Bonmaisonia* lies *Bonnemaisonia*.
„ 1011 Z. 17 v. u. statt *Bornetia* lies *Bornetium*.
„ 1013 Z. 12 v. u. statt *Cruriopsis* lies *Cruoriopsis*.
„ 1025 Z. 26 v. o. statt *Sygnathus* lies *Syngnathus*.





